

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI NAPOLI "FEDERICO II"  
FACOLTA' DI SCIENZE MM.FF.NN.  
Dipartimento di Scienze della Terra



DOTTORATO DI RICERCA IN  
SCIENZE DELLA TERRA  
XXIV CICLO

Tesi di Dottorato:

***Fattori geologico – geomorfologici per la definizione della  
susceptibilità da frana a cinematisimo lento in aree ad alta  
sismicità: analisi e confronti di casi studio***

*Mario Riviaccio*

Tutor: *Prof. Paola Romano*

Co-Tutor: *Prof. Antonio Santo*

Coordinatore del Dottorato: *Prof. Maria Boni*

Anno Accademico 2012/2013



*“Qual è quella ruina che nel fianco  
di qua da Trento l’Adice percosse,  
o per tremoto o per sostegno manco,  
che da cima del monte, onde si mosse,  
al piano è sì la roccia discoscesa,  
ch’alcuna via darebbe a chi su fosse;  
cotal di quel burrato era la scesa”*

(Dante Alighieri, Inferno canto XII, 4-10)

## **Ringraziamenti**

*Un primo e sentito ringraziamento è rivolto alla prof.ssa Paola Romano e al prof. Antonio Santo, tutor e co-tutor del presente lavoro di tesi, per la grande professionalità con cui mi hanno guidato nel corso di questi anni di dottorato. A loro va la mia più profonda riconoscenza non solo per i preziosi consigli ed insegnamenti, ma soprattutto per l'umanità con cui mi hanno aiutato a raggiungere una tappa molto importante della mia crescita professionale.*

*Un sincero ringraziamento va ad uno dei più validi professionisti che ho avuto il piacere di incontrare durante questo percorso di dottorato, il Dr. Giuseppe di Crescenzo, per la disponibilità e per i costruttivi suggerimenti fornitomi in merito alla ricerca svolta.*

*Vorrei ringraziare, inoltre, la prof.ssa Nicoletta Santangelo, il prof. Aldo Cinque, la prof.ssa Alessandra Ascione e il prof. Sebastiano Perriello Zampelli, per aver contribuito durante l'intero percorso accademico all'accrescimento della mia conoscenza e del mio interesse verso la geologia ed in particolare verso il campo della geomorfologia.*

*Un ringraziamento va al Dr. Fabio Matano per il contributo tecnico e conoscitivo fornitomi durante le prime fasi del lavoro di tesi.*

*Ringrazio di vero cuore chi mi ha sostenuto ed è stato presente in modo sincero anche nei momenti più difficili. In particolare ringrazio Sonia, per avermi supportato e dato la forza necessaria, Paolo, per avermi accompagnato nelle attività di campo e per essermi stato di aiuto nei momenti di maggior bisogno, ed anche Maria Teresa, Francesco, Pasquale e Clemente per la vicinanza e l'affetto che mi è stato rivolto. Vorrei ringraziare, inoltre, tutte le persone che hanno condiviso con me i vari momenti di vita universitaria ed hanno contribuito ad arricchire la mia crescita personale, soprattutto dal punto di vista morale.*

*Un ringraziamento speciale è infine rivolto ai miei genitori e alla mia famiglia, per essermi stati sempre vicini e per non avermi mai fatto mancare il sostegno necessario al raggiungimento di un traguardo ambito sin dall'infanzia.*

## *Sommario*

<b>Abstract</b> .....	7
<b>Riassunto</b> .....	9
<b>CAPITOLO 1 – Obiettivi, articolazione e metodo</b> .....	12
1.1 Premessa.....	13
1.2 Motivazioni e finalità della ricerca.....	14
1.3 Articolazione dello studio e metodologia adottata.....	18

### ***PRECEDENTI CONOSCENZE***

<b>CAPITOLO 2 – Fenomeni franosi</b> .....	26
2.1 Aspetti concettuali e definizioni.....	27
2.1.1 Considerazioni generali.....	27
2.1.2 Tipologia di materiale e contenuto d’acqua.....	27
2.1.3 Classificazione dei movimenti franosi.....	29
2.1.3.1 Tipologie di movimenti oggetto di studio.....	30
2.1.3.1.1 Scivolamenti rotazionali ( <i>Rotational slides</i> ).....	30
2.1.3.1.2 Scivolamenti traslativi ( <i>Translational slides</i> ) .....	31
2.1.3.1.3 Colate ( <i>Flows</i> ).....	32
2.1.3.1.4 Movimenti complessi ( <i>Complex movements</i> ).....	35
2.1.3.2 Altre tipologie di fenomeni franosi.....	37
2.1.3.2.1 Crolli ( <i>Falls</i> ).....	37
2.1.3.2.2 Ribaltamenti ( <i>Topples</i> ).....	37
2.1.3.2.3 Espansioni laterali ( <i>Lateral spreads</i> ).....	38
2.1.4 Fenomeni superficiali.....	40
2.1.4.1 Soliflusso.....	40
2.1.4.2 Soil creep.....	40
2.1.5 Velocità dei fenomeni franosi.....	42
2.1.6 Caratteristiche morfologiche e geometriche di una frana.....	44
2.1.7 Attività.....	48

2.1.7.1	Stato di attività .....	48
2.1.7.2	Distribuzione dell'attività.....	51
2.1.7.3	Stile di attività.....	52
2.2	Suscettibilità da frana e quadro conoscitivo sull'analisi del rischio.....	53
2.2.1	Generalità e definizioni .....	53
2.2.2	Suscettibilità da frana.....	54
2.2.3	Classificazione, prevenzione e mitigazione del rischio.....	56
2.3	Il rischio idrogeologico nel quadro normativo italiano .....	58
<b>CAPITOLO 3 – Inquadramento regionale.....</b>		<b>60</b>
3.1	Evoluzione orogenica dell'Appennino meridionale.....	61
3.2	Quadro geologico e geomorfologico della Campania.....	65
3.2.1	I rilievi montuosi calcareo – dolomitici.....	66
3.2.2	Le depressioni intramontane e intermontane.....	69
3.2.3	Le colline appenniniche.....	70
3.2.4	Le piane alluvionali – costiere .....	71
3.2.5	Le aree vulcaniche.....	73
3.3	La sismicità dell'Appennino campano.....	75
3.3.1	Aspetti generali.....	75
3.3.2	I terremoti storici della Campania.....	78
<b>CAPITOLO 4 – Aspetti conoscitivi dell'area di studio.....</b>		<b>84</b>
4.1	Inquadramento geologico.....	85
4.2	Assetto morfologico e stratigrafico strutturale.....	92
4.3	Idrogeologia.....	94
 <b><i>DATI ORIGINALI</i></b>  		
<b>CAPITOLO 5 – Inventario dei fenomeni franosi.....</b>		<b>97</b>
5.1	Censimento bibliografico.....	98
5.2	Censimento definitivo: l'Inventario Cartografico Generale.....	110
5.3	Inventario di Dettaglio Locale (IDL) .....	112
5.3.1	Zona Caposele.....	113

5.3.2	Zona Senerchia.....	117
5.3.3	Zona Oliveto Citra.....	113
5.4	Inventario delle frane sismoindotte.....	124
<b>CAPITOLO 6 – Elaborazioni alla scala di bacino (1/25000).....</b>		<b>137</b>
6.1	Carta delle unità geomorfologiche.....	138
6.1.1	Rilievi montuosi calcarei.....	138
6.1.2	Rilievi collinari in flysch.....	138
6.1.3	Fasce pedemontane.....	139
6.1.4	Aree intravallive di accumulo fluvio-torrentizio.....	140
6.2	Carta geolitologica.....	142
6.3	Carta delle pendenze.....	146
6.4	Carta delle densità di sorgenti.....	148
<b>CAPITOLO 7 – Elaborazioni alla scala di versante (1/5000).....</b>		<b>151</b>
7.1	Aspetti introduttivi .....	152
7.2	Carta geomorfologica.....	153
7.2.1	Carta geomorfologica della zona di Caposele.....	155
7.2.2	Carta geomorfologica della zona di Senerchia.....	157
7.2.3	Carta geomorfologica della zona di Oliveto Citra.....	159
7.3	Carta geolitologica.....	161
7.3.1	Rielaborazione della carta geologica di base per le tre aree di studio.....	161
7.3.2	Unità geolitologiche e relativa cartografia.....	165
7.3.2.1	Carta geolitologica della zona di Caposele.....	167
7.3.2.2	Carta geolitologica della zona di Senerchia.....	169
7.3.2.3	Carta geolitologica della zona di Oliveto Citra.....	170
7.4	Carta delle pendenze.....	172
7.5	Carta delle densità di sorgenti.....	175
7.5.1	Zona Caposele.....	175
7.5.2	Zona Senerchia.....	177
7.5.3	Zona Oliveto Citra.....	177

<b>CAPITOLO 8 – Analisi dei fattori ed estrapolazione dati</b>	179
8.1 Aspetti morfologici dei movimenti di versante	180
8.1.1 Caratterizzazione morfologica delle frane	180
8.1.2 Acclività	188
8.1.3 Altezza di innesco	193
8.1.3.1 Rilievi flyschoidi isolati	195
8.1.3.2 Versanti terrigeni confinati	197
8.2 La litologia dello sviluppo delle frane	200
8.2.1 Analisi alla scala 1/25000	200
8.2.2 Valutazione di dettaglio alla scala 1/5000	205
8.3 Sorgenti e franosità	211
8.4 Database di sintesi	218
 <b>CAPITOLO 9 – Approfondimento di altri casi di frane sismoindotte</b>	226
9.1 Sviluppo del database e informazioni raccolte	227
9.2 Analisi e confronto dei dati	256
9.2.1 Relazione tra intensità del sisma e distanza epicentrale della frana	256
9.2.2 Frequenza di innesco in base alla tipologia di movimenti	258
9.2.3 Frane di neoformazione e riattivazioni	259
9.2.4 Relazioni tra terremoti e cronologia degli eventi franosi	259
9.2.5 Litologia	261
9.2.6 Acclività	262
9.2.7 Altezza di innesco	263
9.2.8 Idrologia e Idrogeologia	264
 <b>CAPITOLO 10 – Conclusioni</b>	267
10.1 Considerazioni sulle frane dell’alta valle del Sele	268
10.1.1 Analisi geomorfologica	269
10.1.2 Analisi geolitologica	272
10.1.3 Analisi idrogeologica	273
10.2 Risultati derivati dallo studio delle frane sismoindotte in Italia	274
 <b>Bibliografia</b>	280

## **Abstract**

Nowadays, the frequent natural disasters and the increasing impacts on man and his activities, along with the intensification of the anthropic development of the territory, highlight the conflictual relationship that exists between man and the dynamics of landscape systems. This has led in recent times both the scientific community and institutions operating in the territory to investigate the state of knowledge about the natural environment and to acquire new techniques aimed at both preventing risks and developing proper land management. This thesis is framed in the context just described, analyzing the theme regarding the slope dynamics in areas characterized by high seismicity. In particular, attention has been focused on landslides such as rotational/translational slides, flows and complex movements (slides evolving in flows) frequently encountered in land units dominated by terrigenous flysch formations, investigating the state of knowledge about the main geological and geomorphological factors that contribute in varying degrees to the instability of the slopes. From the methodological point of view the first part of the work has provided the focus of the investigation in an area of Campania where the high density of landslides is associated with the high frequency of seismic events, which is the upper valley of the Sele river. In such a case, analysis of multiscale topographic maps, multi-temporal photogrammetric observations and direct surveys have made possible the implementation of thematic maps useful for the purposes of the study. These products were developed in two different scales of reference: 1/25000 and 1/5000. In the first case, attention has been paid to the entire river basin and this allowed to reach a state of global knowledge, while, in the second case we considered three sample areas relating to the territories of Caposele, Senerchia and Oliveto Citra, to which have been addressed investigations at large scale to deepen the landslide triggering factors in normal and seismic conditions. At the scale 1/25000 the following maps were produced:

- 1) a map of the geomorphological units, meaning the zonation of the study area on the basis of morphometric, morfoevolutive and litho-stratigraphic peculiarities;
- 2) a geolithological map, based on the grouping of the formational units of the geological map Carg in scale 1/50000 associated by similar lithology;
- 3) a slope map extrapolated from the DEM with a resolution of 20 m;
- 4) a map of the density of springs, based on the informations listed in the IGM topographic maps in scale 1/25000 and on the literature.

For what concerns the products developed for the three sample areas in scale 1/5000, the research included firstly the realization of a DEM with resolution of 5 m using as basis the topographic maps CTR in scale 1/5000. Therefore, the following steps were carried out:

- 1) a geomorphological map, in which the different forms of the landscape distinguished on the basis of the activities and morphogenetic processes were recognized;
- 2) a geolithological map, realized grouping the Carg formational units characterized by the same lithological characteristics, after a reworking of the geological map where it was marked the nature of the substrate located below the small debris quaternary covers;
- 3) a slope map, extrapolated using the software ArcGis and considering the DEM with resolution of 5 m for the calculation;
- 4) a map of the density of springs, where has been performed a zonation of areas with the highest incidence of springs using informations contained in the topographic maps IGM 1/25000, CTR 1/5000 and in the scientific publications consulted.

The location of the landslides in the study area and their digitization on the topographic maps has been one of the principal operations in the development of the investigations. The landslide inventory started from the reorganization and the mapping at 1/25000 scale of the data obtained

from the previous knowledges. This allowed the acquisition of the location of slope movements and to differentiate normal phenomena by earthquake induced events. The integration of this data with direct observations allowed the elaboration of a more complete landslide inventory map at scale 1/25000. The subsequent analysis carried out on the three sample areas at 1/5000 scale was addressed to delineate more accurately the spatial disposition of the studied phenomena, and for each of them to recognize the detachment zone and the landslide body. Topographic sections made for each of the slope movements recognized allowed to make more exhaustive the morphological study. In this phase of the work, in addition to the production of a landslide inventory map, the creation of a database containing all the descriptive information relating to the analyzed landslides was also provided.

By overlying each level of analysis (i.e. the landslide inventory maps and the thematic maps) it was possible to extrapolate a series of information about the triggering factors of landslides in the upper Sele valley, with particular reference to the seismic induced events.

The results obtained in this phase were then compared with the data derived from the analysis carried out on other cases of earthquake induced landslide present in Italy, in areas with geological features similar to the ones of the upper Sele valley. This new phase of the study based on a new bibliographic research carried out through the consultation of archives and scientific publications, addressing to the entire national context, in which were considered a sufficient number of cases with an adequate store of knowledge implemented, when was lacking, with additional data from direct analysis. After the observations made it was possible to reach the following conclusions:

- a) The comparison between the epicentral distance of the landslides with the intensity values of earthquakes that generated them confirmed that the probability of triggering of landslides is higher in the first 30-40 km from the epicenter, while, for progressively greater distances the possibility of triggering increases with increasing of the intensity of the earthquake;
- b) The complex movements and the slides have high percentages of activation following an earthquake, while the slow flows have low probability of occurrence in similar circumstances;
- c) Almost all of the landslides induced by earthquake analyzed is represented by reactivations of previously movements;
- d) The chronological analysis of the seismic induced movements has revealed that the probability of triggering is greater in the time from half an hour to eight hours after the earthquake;
- e) The set of the examined events develops frequently, from the geolithological point of view, in the clayey formations, while, only the complex movements and slides have frequent activations also in the marly calcareous flysch;
- f) For what concerns the conditions of acclivity significant in terms of triggering of landslides was found the following range of grades (maximum and minimum) for each type of movement:  $23^{\circ} - 7^{\circ}$  for complex movements,  $24^{\circ} - 8^{\circ}$  for the slides,  $24^{\circ} - 10^{\circ}$  for the flows;
- g) About the height of triggering of landslides has been observed that the complex movements tend easily to be active in the vicinity of the watershed, the slides tend to develop in both the high summit and in the lower zone of the slope, and finally, the flows not have a definite tendency to trigger in a given area of the slope;
- h) Most of the seismic induced events has developed in the autumn and winter season, generally as a result of prolonged periods of rain;
- i) Regarding the hydrogeology was observed a prevalence of triggers on slopes characterized by superficial levels of groundwater and soils in saturation conditions.



## **Riassunto**

Oggigiorno, le frequenti catastrofi naturali e le crescenti conseguenze che riguardano l'uomo e le sue attività, contestualmente all'intensificarsi dello sviluppo antropico del territorio, pongono in evidenza il rapporto molto spesso conflittuale che esiste tra l'uomo e le dinamiche evolutive del paesaggio. Ciò ha spinto negli ultimi tempi sia la comunità scientifica che gli enti operanti sul territorio ad approfondire lo stato di conoscenze che riguarda l'ambiente fisico circostante e ad acquisire nuove tecniche volte alla prevenzione dei rischi e alla corretta gestione del territorio. Il presente lavoro di tesi si inquadra nel contesto appena illustrato, approfondendo il tema riguardante le dinamiche di versante in territori caratterizzati da alta sismicità. In particolar modo è stata focalizzata l'attenzione sui fenomeni franosi quali scorrimenti, colamenti e movimenti complessi (scorrimenti evolventi in colata) frequentemente riscontrabili nei paesaggi geologicamente dominati da complessi terrigeni in facies di flysch, approfondendo lo stato di conoscenze circa i principali fattori geologici e geomorfologici che in diversa misura concorrono all'instabilità dei versanti. Dal punto di vista metodologico la prima parte del lavoro, sviluppata a valle di una preventiva fase di raccolta e studio delle conoscenze pregresse, ha previsto la focalizzazione delle indagini su un'area della Campania alla cui elevata densità di fenomeni franosi si associa l'alta frequenza di eventi sismici, ovvero l'alta valle del fiume Sele. In tale frangente, analisi di supporti topografici multiscala, osservazioni fotogrammetriche multitemporali e rilievi diretti di campagna, accompagnate dalle nozioni derivate dalle precedenti conoscenze, hanno permesso di giungere alla realizzazione di cartografia tematica utile ai fini dello studio. Tali elaborati sono stati sviluppati in due diverse scale di riferimento: 1/25000 e 1/5000. Nel primo caso, l'attenzione è stata rivolta all'intero bacino idrografico e ciò ha permesso di pervenire ad uno stato di conoscenze globale, mentre, nel secondo caso sono state considerate tre aree campione relative ai territori di Caposele, Senerchia e Oliveto Citra, verso cui sono state rivolte indagini di maggior dettaglio volte ad approfondire nello specifico i fattori di innesco dei fenomeni franosi alla scala di versante, sia in condizioni sismiche che in condizioni normali. Alla scala di bacino 1/25000 sono state prodotte:

- 1) una carta delle unità geomorfologiche, in cui è stata eseguita una zonazione dell'area di interesse sulla base delle peculiarità morfometriche, morfoevolutive e litostratigrafiche;
- 2) una carta geolitologica, basata sul raggruppamento delle unità formazionali della carta geologica Carg in scala 1/50000 accomunate da caratteristiche litologiche analoghe;
- 3) una carta delle pendenze estrapolata dal DEM con risoluzione a 20 m;
- 4) una carta della densità di sorgenti, realizzata considerando le emergenze idriche indicate nella cartografia IGM in scala 1/25000.

Per ciò che concerne gli elaborati sviluppati per le tre aree campione alla scala 1/5000, lo studio ha previsto in primo luogo la realizzazione di un DEM con risoluzione a 5 m impiegando come base i fogli CTR in scala 1/5000, dopodiché si è proceduto alla creazione di:

- 1) una carta geomorfologica, in cui sono state riconosciute le diverse forme del paesaggio distinte sulla base dello stato di attività e dei processi morfogenetici;
- 2) una carta geolitologica, realizzata accorpando le unità formazionali Carg dotate delle medesime caratteristiche litologiche, a valle di una rielaborazione della carta geologica di base dove è stata evidenziata la natura del substrato situato al di sotto delle esigue coperture detritiche quaternarie;
- 3) una carta delle pendenze, estrapolata mediante il software ArcGis utilizzando come base per il calcolo il DEM a 5 m;
- 4) una carta della densità di sorgenti, dove è stata eseguita una zonazione delle aree a maggior incidenza di emergenze idriche impiegando come dati le informazioni contenute nei fogli topografici IGM 1/25000, CTR 1/5000 e nelle singole pubblicazioni scientifiche consultate.

La localizzazione dei fenomeni franosi presenti nell'area di studio e la loro digitalizzazione su base topografica ha rappresentato una delle operazioni cardine nello sviluppo delle indagini. In primis si è proceduto con la riorganizzazione delle informazioni pregresse e quindi alla loro trasposizione sulla base topografica in scala 1/25000 sottoforma di areali di frana. Ciò ha consentito di acquisire una conoscenza preventiva circa l'ubicazione dei movimenti di versante e di differenziare i fenomeni normali da quelli sismoindotti. L'integrazione delle successive osservazioni dirette ha poi permesso di pervenire all'elaborazione finale di una carta inventario dei fenomeni franosi alla scala di bacino (1/25000). Nell'ambito delle successive operazioni di studio condotte alla scala di dettaglio 1/5000 nelle tre aree campione precedentemente citate è stato possibile delineare in modo più accurato la disposizione spaziale dei fenomeni oggetto di studio e di riconoscere per ciascuno di essi la zona di distacco e il restante corpo di frana. Sezioni topografiche realizzate per ciascuno dei movimenti di versante hanno poi permesso di rendere più esaustivo lo studio del quadro morfologico. In questa fase del lavoro, oltre alla produzione di una carta inventario dei fenomeni franosi si è provveduto anche alla realizzazione di un database alfanumerico contenente tutte le informazioni descrittive relative alle frane censite.

Attraverso un processo di overlay, applicato per ciascuno dei livelli di analisi, tra le carte inventario dei fenomeni franosi e gli elaborati tematici precedentemente realizzati, è stato possibile estrapolare una serie di informazioni circa i fattori incidenti sull'innesco delle frane in alta valle Sele, con particolare riferimento ai fenomeni sismoindotti. I risultati ottenuti in questa fase sono stati confrontati successivamente con i dati derivati dalle analisi che hanno costituito la seconda parte dello studio, dove l'attenzione è stata rivolta fondamentalmente all'approfondimento di altri casi di frane sismoindotte presenti in contesti territoriali italiani geologicamente simili all'alta val Sele. Per questa nuova fase dello studio è stata condotta una nuova ricerca bibliografica, attraverso la consultazione di archivi e di pubblicazioni scientifiche, rivolta all'intero ambito nazionale, nella quale sono stati presi in considerazione un sufficiente numero di casi caratterizzati da un adeguato bagaglio conoscitivo all'occorrenza implementato, lì dove carente, con ulteriori dati derivanti da analisi dirette. A valle delle osservazioni svolte è stato possibile giungere alle seguenti conclusioni:

- a) Il confronto tra la distanza epicentrale delle frane sismoindotte con i valori di intensità dei terremoti che le hanno generate ha confermato che la probabilità di innesco di fenomeni franosi è elevata nei primi 30-40 km dall'epicentro, mentre, per distanze progressivamente maggiori la possibilità di innesco cresce con l'aumentare dell'intensità del sisma;
- b) I fenomeni franosi complessi e gli scorrimenti, presentano alte percentuali di attivazione a seguito di terremoti, mentre, i colamenti presentano basse probabilità di accadimento in analoghe circostanze;
- c) La quasi totalità delle frane sismoindotte analizzate è rappresentata da riattivazioni di masse già mobilitate in precedenza;
- d) L'analisi cronologica dei tempi di attivazione dei movimenti franosi sismoindotti ha posto in evidenza che la loro probabilità di innesco è maggiore nell'arco temporale che va dalla mezz'ora alle otto ore successive al terremoto;
- e) L'insieme dei fenomeni esaminati trova facile sviluppo, dal punto di vista geolitologico, nei complessi argillosi, mentre, i soli movimenti complessi e gli scorrimenti hanno frequenti attivazioni anche nel flysch marnoso calcareo;
- f) Per ciò che concerne le condizioni di acclività significative in termini d'innesco dei fenomeni franosi, è stato riscontrato il seguente range di pendenze (valori massimi e minimi) per ciascuna tipologia di movimento: 23° - 7° per le frane complesse, 24° - 8° per gli scorrimenti, 24° - 10° per i colamenti;
- g) Circa l'altezza di innesco delle frane è stato osservato che i movimenti complessi tendono facilmente ad attivarsi in prossimità dello spartiacque, gli scorrimenti si sviluppano tendenzialmente sia nel vertice alto del versante che nella zona prossima al fondovalle, ed

infine, i colamenti non presentano una precisa tendenza di innesco in una data zona del pendio;

- h) la maggior parte dei fenomeni sismoindotti si è sviluppata nella stagione autunnale e invernale, generalmente a seguito di prolungati periodi di pioggia.
- i) Per quanto riguarda l'idrogeologia è stato osservato una prevalenza di inneschi in versanti caratterizzati da livelli di falda superficiali e terreni in condizioni di saturazione.

## *Capitolo 1*

### *Obiettivi, articolazione e metodo*

## **1.1 Premessa**

Negli ultimi anni la crescente necessità da parte delle comunità professionali e degli enti operanti sul territorio di espandere il proprio stato conoscitivo sulla natura geologica dell'ambiente circostante e di acquisire nuove metodologie d'indagine standardizzate nel campo della prevenzione del dissesto da frana, ha comportato un progressivo interesse da parte della comunità scientifica in molti suoi ambiti disciplinari stimolando a riguardo nuovi sviluppi di ricerca, volti in particolar modo a fornire gli strumenti conoscitivi utili per una corretta pianificazione e gestione territoriale.

In quest'ottica risulta sicuramente valido il contributo delle Scienze della Terra grazie alla capacità dei propri esperti nel saper comprendere la storia evolutiva di un territorio a partire da un'accurata analisi degli elementi che attualmente ne compongono la natura fisica, e quindi nel poter formulare dettagliate sintesi sui possibili scenari futuri. Riguardo lo studio dei dissesti di versante uno dei contesti territoriali a maggior attrazione per l'applicabilità di nuove linee di ricerca e senz'altro la regione Campania. Un'area da sempre ben contraddistinta per l'elevata eterogeneità dei terreni che ne caratterizzano il sottosuolo e per l'articolazione morfologica del suo contesto paesaggistico, condizioni derivanti dalle complesse dinamiche evolutive che hanno contrassegnato in passato la storia geologica dell'Appennino meridionale. A ciò si aggiungono anche altri rilevanti fattori legati alle dinamiche endogene ed esogene che hanno concorso all'arricchimento della molteplicità di questo scenario naturale producendo un maggior numero di variabili significative per lo studio dei fenomeni gravitativi. Solo per citare qualche esempio basti fare riferimento al vulcanismo flegreo e vesuviano e di come questo abbia contribuito nel tempo, attraverso periodiche eruzioni, all'apporto di materiale piroclastico sui rilievi limitrofi e quindi alla messa in posto di coltri superficiali con particolari caratteristiche litotecniche e spaziali. In più c'è da fare riferimento anche all'elevata sismicità associata a movimenti neotettonici e alle peculiari condizioni idrologiche ed idrogeologiche, che in ottica di stabilità dei versanti costituiscono un importante input per ulteriori approfondimenti.

La ricerca svolta nell'ambito del presente lavoro di tesi si innesta in questo quadro di crescente sviluppo conoscitivo che riguarda la genesi, le dinamiche e la predisposizione all'accadimento di fenomeni franosi nel territorio campano. In particolar modo essa focalizza l'attenzione su un'area, quale l'alta valle del fiume Sele che, oltre alla propria complessità geologica e geomorfologica, e alla varietà tipologica dei suoi numerosi fenomeni gravitativi, è ben nota per l'elevata frequenza di eventi sismici, talvolta rivelatisi anche tragicamente distruttivi come nel caso dell'evento del 1980.

Sulla base delle sopracitate peculiarità, pertanto, appare evidente l'indirizzamento della ricerca verso un contesto territoriale dove storicamente viene posto in risalto il binomio tra franosità e uno dei più importanti ed incisivi fattori agenti nello sviluppo dei dissesti, quale la sismicità.

## 1.2 Motivazioni e finalità della ricerca

Conseguentemente al verificarsi di un terremoto, a seconda di una serie di fattori variabili tra cui in particolare l'intensità sismica e le caratteristiche geologiche e geomorfologiche delle zone interessate dalla sollecitazione tellurica, possono verificarsi diversi effetti che tipologicamente possono essere distinti in diretti e secondari (fig. 1). Nel primo caso rientrano gli effetti direttamente legati all'energia del terremoto, associabili a deformazioni del suolo in corrispondenza della faglia sismogenetica, mentre nel secondo caso rientrano tutti quei fenomeni risultanti dallo scuotimento dei terreni a seguito della propagazione delle onde sismiche come crolli di edifici, liquefazioni, subsidenze, fessurazioni e innesco di frane. In genere è proprio a seguito della manifestazione degli effetti secondari che si associano il maggior numero di danni, molto spesso riguardanti le strutture antropiche in modo più o meno grave, ma che nei casi più estremi possono implicare anche la perdita di vite umane.

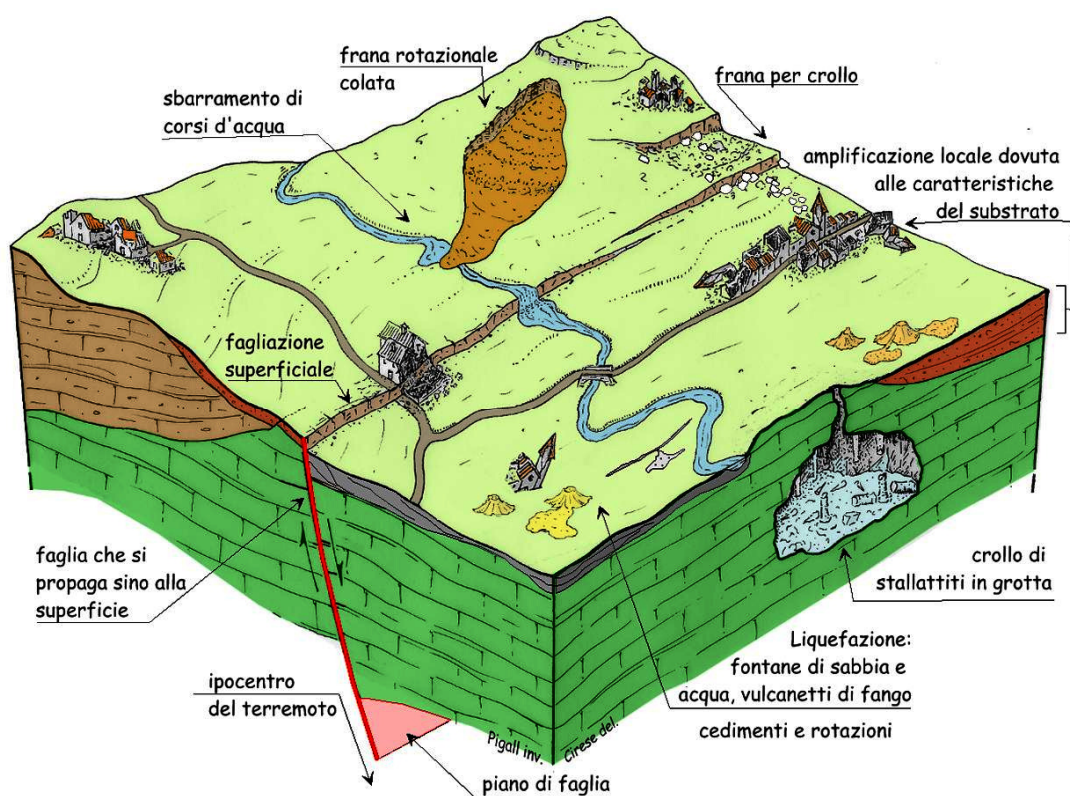


Figura 1 - Schema illustrante gli effetti diretti e secondari che possono essere prodotti durante un terremoto (INGV web site)

Non potendo agire direttamente sull'origine del problema, evitando l'accadimento di scosse sismiche, appare di fondamentale importanza il tema della prevenzione al fine di comprendere nel miglior modo possibile le azioni utili da intraprendere per ridurre al minimo i danni provocati da un terremoto. In tal senso ricoprono un ruolo chiave le diverse figure tecniche che esercitano la professione in vari ambiti disciplinari, le quali hanno il compito di fornire agli enti e alle comunità operanti sul territorio gli elementi conoscitivi utili per intervenire nel modo più accurato possibile al

fine di prevenire e mitigare i rischi associati a simili catastrofi naturali. In un contesto simile, dove risulta fondamentale saper leggere nel territorio le sue componenti fisiche, interpretando la storia evolutiva e formulando valide ipotesi sui possibili scenari futuri, viene posta in risalto la figura del geologo e il suo contributo nella ricerca scientifica.

A fronte di un problema che ha sempre interessato l'uomo, dato il suo rapporto talvolta conflittuale con il territorio andato intensificandosi con lo sviluppo della società civile e la relativa espansione urbanistica, sono stati condotti diversi studi riguardo gli effetti dei terremoti, molti dei quali hanno contribuito ad estendere lo stato di conoscenze. Con particolare riferimento all'innescò di fenomeni franosi a seguito di sollecitazioni sismiche, il background scientifico in letteratura non è certamente scarso, basti ricordare studi come Keefer (1984), Keefer & Wilson (1989), Del Prete et alii (1992), Rodriguez et alii (1999), Keefer (2002), solo per citarne alcuni. Tuttavia spesso si registrano a seguito di scosse sismiche, a volte anche di bassa intensità, numerosi dissesti che possono essere causa sia di disagi immediati colpendo direttamente l'uomo e i suoi abitati, sia di disagi indiretti alterando il funzionamento di strutture antropiche di interesse comune (strade, rete idrica e fognaria, siti di produzione e trasmissione di energia elettrica, dighe, etc.) causando problemi ad un ambito più esteso della popolazione. L'accadimento di questi dissesti dimostra che lo studio del rapporto tra sismicità e l'innescò di fenomeni gravitativi è un fronte di ricerca ancora acerbo dove molti aspetti necessitano ancora di delucidazioni, pertanto esso è argomento di stimolo per l'intera comunità scientifica, che negli ultimi tempi si è mostrata propensa a dirigere le proprie ricerche verso nuovi approfondimenti in tal senso.

Con il presente lavoro di tesi si è cercato di dare un contributo allo stato di conoscenze sul rapporto tra frane e terremoti affrontando metodologicamente il problema sia in termini qualitativi che in termini quantitativi, focalizzando l'attenzione sugli aspetti che caratterizzano il paesaggio in superficie e nel sottosuolo e che potenzialmente concorrono all'instabilità dei versanti contribuendo all'innescò di dissesti a seguito di eventi sismici. In linea di massima, i fattori predisponenti che contribuiscono a determinare uno stato di propensione al dissesto possono essere di natura differente e classificabili come geomorfologici, geologici, geotecnici, idrologici/idrogeologici e antropici. Durante la ricerca svolta è stata focalizzata l'attenzione prevalentemente sulle prime due categorie di fattori cercando di valutare il modo e la misura con cui elementi quali la litologia, la stratigrafia e le principali peculiarità morfologiche (pendenza, energia di rilievo, ecc) incidono sulla stabilità dei versanti sia in condizioni normali che a seguito di sollecitazioni sismiche. Nella fattispecie, c'è da aggiungere che l'analisi è stata incentrata su una specifica categoria di fenomeni che spesso è causa di disagi alle strutture produttive e sociali ma che soprattutto offre ancora ulteriori margini di approfondimento dato lo stato attuale di conoscenze in parte incompleto, ovvero le frane ad evoluzione lenta e a cinematisimo intermittente.

Per quanto concerne la scelta dell'area di studio, si è deciso di rivolgere l'attenzione ad un contesto territoriale ritenuto adeguato ai fini della ricerca sulla base di una serie di caratteristiche tali da renderlo consono all'applicazione delle indagini in programma e adatto a fornire risposte utili ed esaustive sui fattori geologici e geomorfologici agenti a favore dell'instabilità dei versanti sottoposti a sollecitazioni sismiche. L'area presa in esame è l'alta valle del fiume Sele (fig. 2), una delle perle paesaggistiche della Campania posta al confine tra l'Appennino campano e lucano, un territorio che si estende per l'intero tratto vallivo che va dal comune di Caposele, dove nasce uno dei più importanti corsi d'acqua del versante tirrenico, sino alla zona termale compresa tra i comuni di Oliveto Citra e Contursi, in prossimità della confluenza del Sele con il fiume Tanagro.

L'articolazione morfologica e geologica, aggiunta all'elevata presenza di acqua in tutto il territorio, comportano un incremento delle condizioni di instabilità dei terreni, determinando una franosità molto elevata resa ancora più incisiva dalla presenza di centri abitati che vengono spesso interessati dai fenomeni di dissesto. Numerosi sono stati i casi di frana che hanno interessato i comuni presenti in quest'area, saliti in alcune circostanze alla ribalta delle cronache per le



imponenti dimensioni dei fenomeni, come nel caso di Buoninventre e Senerchia, dove sono stati coinvolti diversi milioni di metri cubi di materiali, ma soprattutto per le ingenti perdite economiche legate ai gravi danni provocati da simili eventi.

Alla considerevole franosità del territorio si associa un aspetto molto importante in chiave di innesco dei fenomeni gravitativi come l'elevata sismicità che frequentemente si è manifestata in passato anche con eventi altamente distruttivi come nel caso del terremoto irpino del 1980, che ha messo duramente alla prova le popolazioni locali sia per gli effetti immediati che per quelli secondari conseguenti il sisma.

Le ragioni suesposte hanno portato a ritenere l'area in esame un laboratorio naturale sul quale far convergere le indagini finalizzate alla comprensione e all'approfondimento dei fattori che entrano in gioco nella complessa interazione tra sismi e fenomeni franosi a cinematisismo lento.



*Figura 2 - Inquadratura generale dell'area di studio (da Google Maps mod.)*

Il seguente lavoro di tesi si prefigge come scopo fondamentale il riconoscimento dei fattori geologici e geomorfologici significativi che regolano la suscettibilità da frane sismoindotte e a cinematisismo lento in flysch. Il conseguimento di ciò è previsto attraverso la seguente procedura:

- a) effettuare una dettagliata raccolta, elaborazione ed archiviazione in database dei dati geologici e geomorfologici caratterizzanti l'area d'interesse;
- b) realizzazione ed informatizzazione di cartografia geotematica come utile strumento conoscitivo territoriale; l'elaborazione della cartografia verrà eseguita a diverse scale di studio così da poter essere fruibile per diverse esigenze di pianificazione e gestione del territorio;
- c) approfondire la conoscenza di base sulle relazioni esistenti tra sollecitazione sismica e innesco di fenomeni gravitativi, supportando le informazioni raccolte in alta valle Sele con elementi derivanti dall'analisi di altri casi di fenomeni sismoindotti esterni all'area di studio;

Dal punto di vista metodologico il lavoro si è articolato in diversi livelli di studio nei quali si è provveduto all'acquisizione ed elaborazione di elementi derivanti fondamentalmente da: 1) precedenti conoscenze 2) analisi di supporti cartografici multiscala 3) osservazioni fotogrammetriche multitemporali 4) rilievi diretti di campagna. Ciò ha consentito di tracciare un circostanziato stato di conoscenze a diverso grado di approfondimento sulla natura fisica del territorio e sulle sue dinamiche evolutive, e di comprendere al meglio le relazioni esistenti tra



singoli fattori e predisposizione alla franosità. In particolare vi è stata una prima fase di lavoro nella quale le indagini sono state svolte alla scala di bacino 1/25000, ove la ricerca si è articolata attraverso la produzione di cartografia tematica che ha contribuito ad approfondire la conoscenza circa i principali elementi innescanti la franosità a vasta scala. Successivamente si è passati alla scelta di piccole aree campioni verso le quali sono state indirizzate le indagini che hanno costituito la seconda fase del lavoro, in cui si è passati alla più accurata scala d'analisi di 1/5000 e si è potuto svolgere uno studio di maggior dettaglio volto a comprendere nello specifico i fattori di innesco dei fenomeni franosi alla scala di versante.

Al termine delle prime due fasi di studio si è provveduto a focalizzare maggiormente l'attenzione sugli elementi predisponenti l'innesco dei movimenti gravitativi conseguenti a sollecitazioni sismiche. Per tale scopo si è proceduto all'individuazione di ulteriori esempi di frane sismoindotte a cinematismo lento localizzati in altri contesti territoriali geologicamente analoghi all'alta valle Sele. Le informazioni raccolte ed archiviate in un apposito database sono state poi oggetto di confronto con i dati ottenuti nelle precedenti fasi di lavoro, in modo da poter pervenire ad interpretazioni e modelli di sviluppo circa i fenomeni franosi sismoindotti.

### **1.3 Articolazione dello studio e metodologia adottata**

Al fine di un corretto svolgimento delle attività previste nel presente lavoro di tesi, l'organizzazione generale ha previsto a valle di una fase di raccolta e studio delle conoscenze pregresse un percorso di lavoro articolato nelle seguenti fasi: reperimento dati, elaborazione degli stessi, analisi dei parametri ed estrapolazione delle conclusioni.

#### **Fase 1 - *Reperimento dati***

Durante la fase preliminare delle attività considerate vi è stato l'approccio al problema attraverso la cognizione di precedenti conoscenze. Pertanto è stato necessario reperire in un primo momento materiale bibliografico per avere un'ampia visione sull'ambiente fisico e sulle dinamiche morfoevolutive che hanno interessato, e che tutt'ora interessano, lo sviluppo paesaggistico dell'alta valle del fiume Sele, con particolare attenzione verso i fenomeni gravitativi. In questa fase, il lavoro è stato incentrato sulla ricerca di pubblicazioni scientifiche e di archivi riportanti informazioni utili circa i fenomeni di dissesto a cinematismo lento che hanno interessato l'area, sia in condizioni normali che e a seguito di eventi sismici. A tal proposito, un valido contributo conoscitivo, soprattutto per quel che riguarda l'estrapolazione delle informazioni adottate successivamente in fase di elaborazione dati, è pervenuto da fonti letterarie quali *Agnesi et alii (1983)*, *Cotecchia (1981)*, *De Riso (1968)* e *Porfido et alii (2002)*, e dai database dell'*Autorità di Bacino Interregionale del Sele* e del *Progetto IFFI*. Oltre ciò, la lettura critica di ulteriori fonti bibliografiche argomentate con studi applicati ad altri contesti territoriali ha consentito di:

- a) ampliare la conoscenza di base sui dissesti di versante, ed in particolare sui fenomeni franosi a cinematismo lento;
- b) raccogliere dati ed informazioni riguardanti casi di frane sismoindotte sviluppatesi in contesti territoriali geologicamente e geomorfologicamente simili all'alta valle del Sele;
- c) potenziare la personale esperienza circa le metodologie d'indagine impiegate per effettuare valutazioni sulla predisposizione alla franosità;
- d) acquisire metodi e risultati da studi pregressi riguardanti l'analisi della relazione esistente tra innesco di fenomeni franosi e sollecitazioni sismiche.

In riferimento a quest'ultimo punto, uno dei principali studi considerati, in cui è stata evidenziata l'importanza dell'azione sismica nello sviluppo dei dissesti di versante è senz'altro *Keefe (1984)*. Tale ricerca, ripresa da *Del Prete et alii (1992)* ed applicata al territorio italiano con soddisfacenti risultati, illustra, considerando numerosi terremoti avvenuti in varie parti del mondo, la relazione esistente tra intensità del sisma e massima distanza d'innesco dall'epicentro dei fenomeni franosi.

In questa prima fase di studio ci si è avvalsi anche della raccolta e consultazione di cartografia tematica e di base. In particolare si è provveduto all'acquisizione dei fogli n. 186 S. Angelo dei Lombardi e n. 198 Eboli della Carta Geologica d'Italia in scala 1/100000, per avere una visione regionale sulla geologia dell'area. A ciò si è aggiunta la consultazione dei fogli n. 450 S. Angelo dei Lombardi e n. 468 Eboli in scala 1/50000 realizzati dal servizio geologico nazionale nell'ambito del Progetto Carg (al momento in via di stampa), per un inquadramento di maggior dettaglio sulla natura geologica dell'area. A ciò si è associato il contributo derivato da pubblicazioni scientifiche che hanno dato maggior completezza allo stato conoscitivo della natura fisica del

territorio e permesso di raccogliere informazioni e dati utili di maggior dettaglio sui fenomeni gravitativi che hanno interessato i versanti dell'alta valle del Sele.

Sempre in fase di raccolta bibliografica sono stati acquisiti i seguenti supporti georeferenziati:

- Carta topografica IGM in scala 1/50000 raster;
- Carta topografica IGM in scala 1/25000 raster;
- Carta Tecnica Regionale (CTR) 1/5000 in formato vettoriale;

In aggiunta ai supporti topografici sin qui menzionati, è stato reperito un DEM (Digital Elevation Model) con risoluzione 20 metri. Quindi, tutto il materiale raccolto è stato successivamente inserito in ambiente GIS come base per le successive operazioni di studio.

Durante la ricerca dei dati, si è provveduto inoltre alla consultazione di materiale aerofotogrammetrico. Al fine di poter valutare al meglio l'evoluzione spaziale e temporale delle forme del paesaggio, sono state sottoposte ad analisi sequenze di foto aeree a diversa scala e relative a diversi periodi. In particolare è stato possibile consultare:

- foto aeree in scala 1/16000 dell'Istituto Geografico Militare eseguite il 10 Dicembre 1980;
- foto aeree in scala 1/26000 della Regione Campania eseguite il 23 Luglio 1984;
- foto aeree in scala 1/33000 del Consorzio Piano Bacino Sele eseguite il 06 Marzo 1990;

L'utilizzo combinato delle foto aeree e delle carte topografiche ha permesso di riconoscere le evidenze morfologiche riconducibili alla presenza di dissesti e di precisarne la collocazione spaziale. Inoltre l'analisi multitemporale delle foto aeree ha permesso di valutare l'evoluzione delle frane e di determinarne lo stato di attività. Parallelamente, si è provveduto a completare la raccolta di dati attraverso analisi dirette di campo. Data l'elevata estensione territoriale dell'alta valle del fiume Sele ci si è limitati alla verifica speditiva delle principali componenti morfologiche per quanto riguarda l'intero bacino, mentre, rilevamenti di maggior dettaglio sono stati concentrati in tre aree campioni (Caposele, Senerchia e Oliveto Citra), scelte sulla base delle interessanti caratteristiche geologiche e geomorfologiche emerse dal precedente studio in laboratorio dei dati bibliografici, per la numerosa e variabile presenza tipologica di fenomeni di dissesto e per l'esistenza di importanti processi gravitativi sismoindotti a cinematisimo lento. In particolare, durante questa fase di analisi diretta sul campo, è stato possibile:

- 1) validare le informazioni relative ai processi e alle forme del paesaggio, con particolare riferimento ai fenomeni franosi, ricavate dalle diverse fonti bibliografiche e dalle analisi in laboratorio delle basi topografiche e dei supporti fotogrammetrici;
- 2) verificare le relazioni spaziali esistenti tra le unità geologiche indicate nella cartografia tematica consultata;
- 3) esaminare la natura litologica dei terreni affioranti acquisendo, dove possibile, informazioni relative alla natura del substrato presente sotto i terreni di copertura;

## **Fase 2 - *Elaborazione dei dati***

La seconda fase del lavoro è consistita nell'elaborazione ed analisi dei dati raccolti nella precedente fase di acquisizione e consultazione bibliografica. In particolare, l'organizzazione del lavoro ha previsto l'indirizzamento degli sviluppi successivi in due diverse scale di approfondimento. Il primo livello di studio è stato eseguito alla scala di bacino 1/25000, al fine di poter effettuare analisi e considerazioni generali rivolte all'intero ambito territoriale. Dopodiché,

grazie soprattutto ai dati emersi nel precedente livello di analisi, è stato possibile delineare tre distinte aree verso cui sono state rivolte le indagini alla scala di versante 1/5000, che hanno permesso di ricavare ragguagliate informazioni sulle singole forme, sui processi e sulla natura geolitologica dei terreni.

Per ciò che concerne le analisi eseguite alla scala 1/25000, una volta delimitato il bacino idrografico dell'alta valle del fiume Sele e stabilità l'area verso cui far convergere le indagini, si è passati alle prime osservazioni e produzioni di cartografia tematica. In primis ci si è occupati dell'aspetto geomorfologico del territorio. Pertanto, è stata eseguita una zonazione dell'area di interesse sulla base delle peculiarità morfometriche, morfoevolutive e litostratigrafiche, ottenendo la *“carta delle unità geomorfologiche”*.

Successivamente, le indagini sono state focalizzate sulla natura geolitologica dei terreni presenti nell'area d'interesse. Partendo dai fogli geologici Carg in scala 1/50000, precedentemente acquisiti, è stato possibile raggruppare le unità formazionali accumulate da caratteristiche litologiche analoghe. Attraverso tale operazione sono state ottenute sedici nuove classi litologiche che hanno permesso di effettuare una zonazione di tutto l'ambito bacinale giungendo alla produzione di una *“carta geolitologica”*.

Una volta eseguiti i primi studi e prodotti i relativi elaborati cartografici, le operazioni di analisi sono state incentrate sui fenomeni franosi sviluppatosi nell'area di affioramento dei litotipi flyschoidi cretaceo – terziari. Inizialmente ci si è occupati della trattazione in ambiente GIS delle informazioni pregresse derivate dalla consultazione del materiale bibliografico ed archivistico. In questa fase si è proceduto a riportare l'esatta ubicazione delle frane sulla base topografica in scala 1/25000, come indicato dalle diverse fonti, specificando inoltre il cinematismo, lo stato di attività e l'eventuale attivazione a seguito di un sisma. A questa prima fase di elaborazione dei dati pregressi ha fatto seguito un successivo momento dove, con l'ausilio dei supporti topografici e attraverso le osservazioni delle sequenze fotogrammetriche, è stato possibile derivare informazioni originali sui dissesti di versante, delineando anche in questo caso i perimetri delle frane riportandoli sul supporto topografico al 25000, distinguendoli allo stesso tempo per cinematismo e stato di attività. Al termine di queste operazioni si è pervenuti al conseguimento di due tipologie di inventari cartografici:

- 1) *Carte censimento dei fenomeni franosi derivati da fonti bibliografiche* (in totale sono stati prodotti quattro elaborati, ciascuno in riferimento ad una determinata fonte);
- 2) *Carta censimento dei fenomeni franosi derivati da osservazioni dirette*;

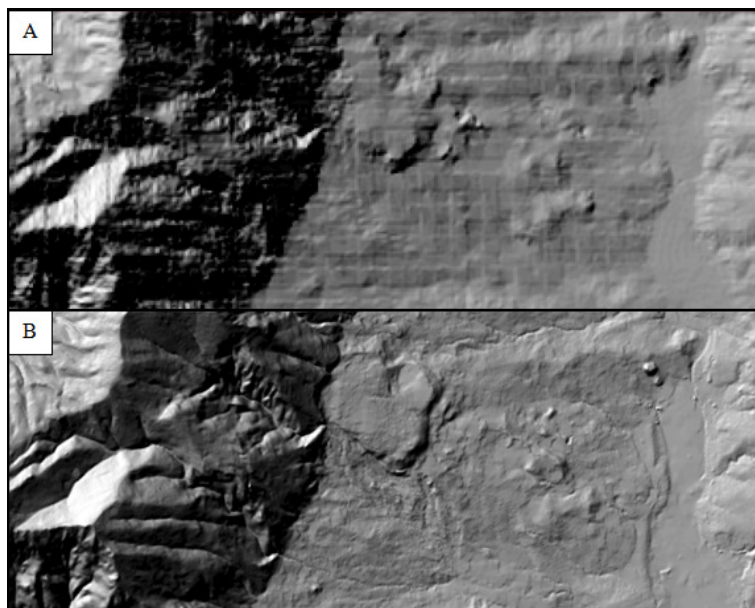
Al fine di poter approfondire uno dei principali parametri morfologici, ovvero l'acclività dei rilievi, lo stadio successivo ha visto la creazione di una *“carta delle pendenze”* grazie all'ausilio del software ArcGis dotato di un apposito modulo per il calcolo automatico del suddetto parametro, partendo da valori altimetrici e da una rappresentazione digitale della morfologia del territorio (DTM). Nella fattispecie, la realizzazione di tale elaborato è stato possibile partendo dal modello digitale del terreno con risoluzione a 20 m, acquisito in fase di ricerca bibliografica.

La fase di creazione degli elaborati previsti per le indagini relative al primo livello di studio è proseguita con la realizzazione di una *“carta delle densità delle sorgenti”*. Ciò con lo scopo di evidenziare la presenza delle emergenze idriche e la loro densità territoriale in tutto il settore vallivo. Per poter giungere a tale elaborato sono state estrapolate le informazioni relative alla presenza delle sorgenti dalla base topografica IGM alla scala 1/25000. Tali informazioni sono state opportunamente informatizzate nel progetto GIS per le successive operazioni di analisi. A ciò ha fatto seguito il calcolo degli areali a diversa densità di sorgenti attraverso il modulo “Kernel Density” presente nel software applicativo ArcGis.

A conclusione delle operazioni finalizzate all'analisi del territorio alla scala di bacino, si è pensato di approfondire la relazione esistente tra il deflusso superficiale e l'innesco dei fenomeni franosi. Data l'elevata estensione territoriale dell'alta valle del Sele, e quindi della sua rete idrografica, si è tentato di approntare un metodo che consentisse di pervenire, attraverso la creazione automatizzata del reticolo, ad un elaborato cartografico illustrante le aree a diversa densità di drenaggio presenti nell'intero bacino. Per tale scopo, la prima operazione è consistita nella realizzazione in ambiente GIS, partendo dal DEM a 20 m, della carta delle direzioni di flusso, basata sui valori d'altezza di ogni pixel con i pixel direttamente adiacenti. Attraverso di essa è stato possibile pervenire ad una carta delle accumulazioni di flusso al fine di evidenziare i percorsi preferenziali di scorrimento dell'acqua, ottenendo un reticolo idrografico sintetico. Tuttavia osservando tale prodotto sono stati riscontrati molti errori costituitisi durante la fase di calcolo, dovuti prevalentemente alla bassa qualità del DEM e ad una sovrastima dei segmenti fluviali realmente interessati da un deflusso idrico. Data la scarsa affidabilità del prodotto conseguito, tale operazione non è stata portata a termine nel presente lavoro lasciando aperti ampi margini per futuri approfondimenti.

Dopo la fase di elaborazione dati eseguita alla scala di bacino si è passati al secondo livello di analisi, dove sono state svolte elaborazioni alla scala di maggior dettaglio 1/5000. Come già ampiamente delineato in precedenza, per questo tipo di operazioni è stata focalizzata l'attenzione su tre aree campioni: Caposele, Senerchia e Oliveto Citra. Inoltre, analisi eseguite alla medesima scala sono state rivolte a fenomeni franosi sismoindotti presenti sempre in alta valle Sele ma in zone esterne alle tre aree campioni.

Antecedentemente all'elaborazione dei dati e alla produzione cartografica è stata constatata la mancanza, tra i supporti di base, di un modello digitale del terreno con adeguato dettaglio, fondamentale per il tipo di analisi previste. Tuttavia, avendo la copertura totale del territorio con i fogli CTR in scala 1/5000, quotati e in formato vettoriale, è stato possibile realizzare attraverso il software ArcGis un DEM con risoluzione delle celle a 5 m, completando il quadro degli strumenti necessari per le successive operazioni di studio. Per tale scopo è stata adottata una tecnica di interpolazione alle differenze finite (Grid) mediante il modulo Topo-to-raster, capace di modellare l'andamento superficiale del terreno in modo fedele al dato di input fornito.



*Figura 3 – Modelli digitali del terreno al confronto. Le immagine A e B mostrano rispettivamente la zona di Senerchia con risoluzione del DEM a 25 e 5 metri.*

Successivamente alla creazione del DEM, ha fatto seguito l'analisi geologica e geomorfologica dei tre settori in esame. Ciò ha permesso di delineare e cartografare in modo dettagliato le diverse forme del paesaggio distinte sulla base dello stato di attività e dei processi morfogenetici, pervenendo all'elaborazione di una *“carta geomorfologica”*. In seguito, l'attenzione è stata focalizzata sui processi gravitativi a cinematismo lento con particolare considerazione verso i fenomeni sismoindotti. Pertanto, attraverso le informazioni derivate dalle analisi dei supporti topografici, delle strisciate fotogrammetriche multitemporali e dei rilievi diretti di campagna, considerando inoltre i dati derivati dalle precedenti analisi eseguite alla scala di bacino, è stato possibile creare una carta inventario dei fenomeni franosi a cui è stato allegato un database alfanumerico riportante le caratteristiche geologiche e morfometriche di tutti gli elementi cartografati. Inoltre, diversamente da quanto eseguito nel censimento alla scala 1/25000, per ciascuna frana è stata distinta la zona di distacco e l'area di accumulo. Al termine di questa operazione sono state ottenute, su base topografica in scala 1/5000, tre carte inventario relative ad ognuna delle tre aree considerate e una carta inventario delle frane sismoindotte per l'intero contesto bacinale. In seguito, al fine di rendere più completa ed esaustiva l'analisi morfologica e morfometrica, e con l'intento di porre in risalto eventuali dettagli topografici delle zone interessate da frane, sono stati eseguiti in automatico con l'ausilio del software ArcGis profili topografici longitudinali per ciascun fenomeno gravitativo.

Dopo gli aspetti sin qui trattati, si è provveduto ad approfondire il tema riguardante la natura geolitologica dei terreni presenti nelle tre aree di studio, al fine di poter indagare sulla relazione esistente tra essi e l'insorgere dei fenomeni di dissesto. Mediante controlli di campagna si è provveduto alla verifica diretta delle informazioni contenute nella carta geologica Carg al 50000, ma soprattutto si è cercato di evidenziare, cercando nuovi affioramenti, la tipologia di substrato esistente al di sotto delle coltri quaternarie indicate nella carta, riportando tali informazioni su base cartografica successivamente digitalizzata. Ciò ha permesso di pervenire alla realizzazione di una *“carta geologica rielaborata”* sulla base delle informazioni emerse dalle osservazioni di campo. Una volta costituita tale base cartografica, si è passati ad uno studio volto ad evidenziare le caratteristiche litologiche dei terreni. In tal caso è stato eseguito un accorpamento delle formazioni geologiche in nuove unità costituite in base alla loro composizione litologica. Terminata questa operazione si è giunti al conseguimento di tre carte geolitologiche basate sui dati geologici originali e bibliografici.

Analogamente a quanto svolto durante l'analisi alla scala di bacino, anche nella presente fase elaborativa è stato approfondito il tema dell'acclività dei versanti. Nella circostanza, si è partiti dal DEM a 5 m creato precedentemente attraverso i fogli in scala 1/5000 in formato vettoriale. Quindi, attraverso il calcolo automatico eseguito mediante il software ArcGis, si è giunti all'elaborazione della *“carta delle pendenze”*.

A conclusione delle elaborazioni svolte alla scala di versante ci si è occupati dell'aspetto riguardante la presenza di emergenze idriche nelle aree indagate. Pertanto, estrapolando le informazioni relative alla presenza di sorgenti e di pozzi da pubblicazioni scientifiche e dalle carte topografiche IGM 1/25000 e CTR 1/5000, è stato possibile riportare i dati nel progetto GIS pervenendo all'elaborazione finale di una *“carta delle densità delle sorgenti”*, predisponendo così uno degli strumenti utili atto a fornire un contributo conoscitivo sulla relazione esistente tra idrogeologia locale e insorgere dei fenomeni franosi.

Le operazioni di studio sin qui illustrate hanno permesso di predisporre il campo per l'attuazione delle dovute analisi e confronti di dati finalizzati a comprendere i fattori geologici e geomorfologici agenti a favore dello sviluppo dei fenomeni gravitativi a cinematismo lento con particolare riferimento ai dissesti sviluppatisi a seguito di sollecitazioni sismiche. Tuttavia, per rendere più completo ed esaustivo il quadro delle conoscenze, soprattutto per quel che riguarda i fenomeni sismoindotti, si è ritenuto necessario dover confrontare i dati derivati dallo studio svolto

in alta valle Sele con altre informazioni relative a frane prodotte a seguito di terremoti, in altri contesti territoriali esterni all'area sin qui presa in esame, caratterizzati dal medesimo assetto litologico. Per tale motivo, è stato predisposto un database in Excel dove sono stati collocati tutti i dati numerici e letterali riferiti a 30 casi di frane sismoindotte sviluppatesi nel territorio nazionale. La maggior parte di queste indicazioni sono state ottenute a seguito della vasta ricerca bibliografica portata avanti nella prima fase di studio. Ciò nonostante, per alcune frane sono state riscontrate delle carenze soprattutto per quel che riguarda i dati morfometrici. Pertanto, è stato necessario integrare alle informazioni riportate da bibliografia dati derivanti da calcoli originali. Per arrivare a ciò, è stato necessario reperire basi topografiche di dettaglio il più delle volte disponibili nel web in formato raster. Per le frane ricadenti nel territorio campano è stato possibile usufruire della disponibilità dei CTR in scala 1/5000 che hanno permesso di realizzare per ciascuna di esse un modello digitale del terreno.

### **Fase 3 - *Analisi dei parametri ed estrapolazione delle conclusioni***

Dopo aver illustrato le diverse fasi del lavoro che hanno portato all'elaborazione dei dati e alla produzione di cartografia tematica, si è passati alla fase di analisi e confronto delle informazioni derivate e all'extrapolazione delle considerazioni conclusive. In questa fase di studio, l'attenzione è stata rivolta prevalentemente all'approfondimento delle relazioni esistenti tra i vari parametri indagati e l'innescò dei fenomeni franosi a cinematisimo lento, con particolare riguardo verso i fenomeni sismoindotti.

Le carte inventario delle frane, sviluppate durante le analisi condotte alla scala di bacino, basate sia su dati bibliografici che su dati originali, hanno permesso di pervenire alle prime statistiche generali sulla tipologia, lo stato di attività e la distribuzione spaziale dei dissesti. Successivamente, queste tipologie di informazioni sono state raffinate, quantomeno per le tre aree campioni e per le frane sismoindotte presenti nel bacino, attraverso le analisi svolte alla scala di versante. In quest'ultimo caso infatti, è stato ricavato un quadro di maggior dettaglio sull'ubicazione e sulle caratteristiche fisiche di ogni singolo fenomeno. A ciò si aggiunge il valido contributo conoscitivo, soprattutto per quel che riguarda gli aspetti morfometrici, apportato dai profili topografici, la cui osservazione ha permesso di giungere alla formulazione di ipotesi circa alcuni processi morfoevolutivi in atto.

Le analisi svolte in chiave geomorfologica sono proseguite con l'approfondimento di uno dei principali parametri morfometrici: la pendenza. Nel caso delle frane censite alla scala di bacino è stato svolto il calcolo dell'acclività sia per le frane originali che per le frane indicate in bibliografia. Dato che in questi inventari sono state indicate soltanto le aree soggette a dissesto, senza distinzioni delle zone interne alle frane, il calcolo ha fornito una valutazione complessiva dell'acclività per ciascuna delle aree perimetrate, fornendo statistiche per ogni tipologia di movimento in funzione dello stato di attività. Diversamente si è operato nell'ambito dell'analisi alla scala di versante. In tal caso, infatti, avendo distinto per ciascuna frana la zona di distacco e la zona di accumulo, è stato possibile valutare per ciascuna frana le pendenze delle due zone interne. Al termine di questa operazione sono state ottenute delle tabelle riportanti i risultati e i relativi grafici. Avendo conseguito tra i suddetti calcoli, anche i valori di pendenze relative alle sole frane sismoindotte, è stato possibile effettuare un confronto tra i valori di acclività dei dissesti censiti in alta valle Sele con i dati relativi agli altri casi nazionali.

L'analisi dei parametri geomorfologici non si è limitata soltanto alle pendenze ma ha interessato anche la valutazione dell'altezza d'innescò dei fenomeni franosi. Tale operazione, svolta nell'ambito delle indagini al 5000, è consistita nella suddivisione del versante in zone a diversa percentuale di altezza, dove il 100% rappresenta lo spartiacque, mentre il valore nullo il fondovalle. Anche in questo caso l'analisi è stata svolta distinguendo i diversi cinematismi a seconda degli stati

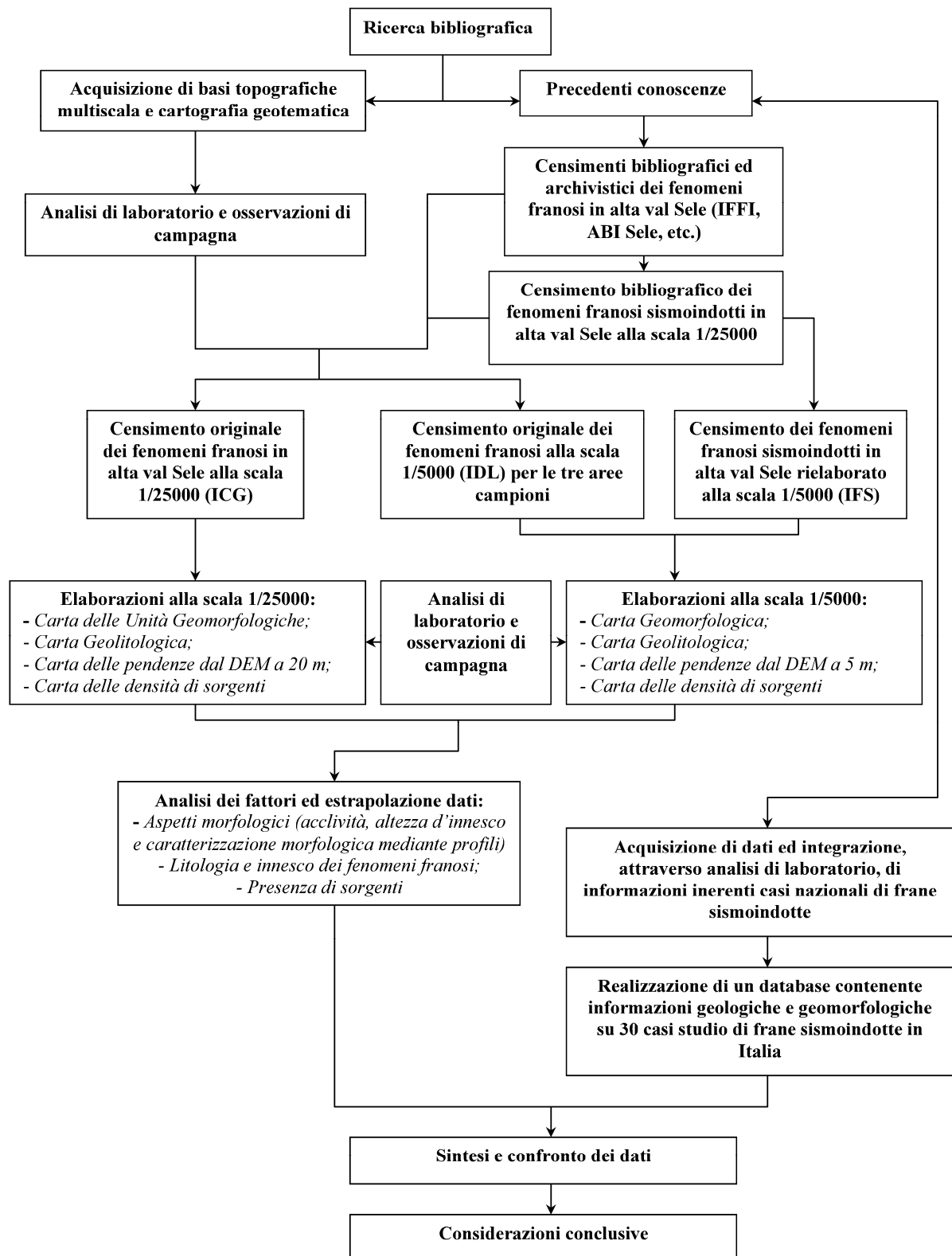
di attività, isolando i casi di frane sismoindotte. Come già eseguito per le pendenze, anche in questo caso vi è stato un confronto tra i dati dell'alta valle Sele con le informazioni relative agli altri casi nazionali di frane indotte da terremoti.

Successivamente si è passati ad approfondire gli aspetti riguardanti l'influenza delle diverse litologie nello sviluppo dei dissesti. Come già è stato accennato in precedenza, per ogni scala di approfondimento è stata sviluppata una carta geolitologica dei territori sottoposti ad esame. A questo tipo di elaborato è stata sovrapposta ciascuna carta inventario dei fenomeni franosi permettendo di estrapolare le informazioni relative ai terreni interessati dai movimenti di versante. Mediante l'osservazione dei grafici risultanti è stato possibile osservare come dall'analisi alla scala di bacino sono state derivate informazioni sommarie perfezionate successivamente attraverso le valutazioni eseguite alla scala di versante.

Come ultimo punto, è stato deciso di valutare l'eventuale incidenza della presenza di sorgenti con lo sviluppo dei fenomeni franosi, sismoindotti e non. Al fine di pervenire a valutazioni in merito, è stata eseguita un'operazione di overlay tra le frane censite e le carte delle sorgenti create sia al 25000 che al 5000, con grado di dettaglio differente.

Al termine dell'approfondimento dei fattori geologici e geomorfologici predisponenti l'attivazione dei fenomeni franosi in alta val Sele, si è provveduto al confronto degli stessi con i dati raccolti nel database relativo ai 30 casi di studio nazionali di frane sismoindotte.





*Figura 4 – Diagramma di flusso illustrante le fasi di sviluppo del presente lavoro di tesi*

## *Capitolo 2*

### *Fenomeni franosi*

## **2.1 Aspetti concettuali e definizioni**

### **2.1.1 Considerazioni generali**

*“Le frane sono movimenti di massa coinvolgenti rocce, detriti o terre, attraverso i quali si manifesta la tendenza, da parte di un corpo, al raggiungimento di un minimo di energia potenziale”.* Con tale affermazione, Varnes D.J. nel 1978, definì tutti i fenomeni da caduta, implicanti lo spostamento di materiali rocciosi o sciolti, tendenti ad una nuova condizione di equilibrio statico a seguito di una rottura avvenuta per effetto prevalente della forza di gravità.

Le frane danno luogo a modificazioni vistose della superficie terrestre e, per la loro pericolosità, devono essere oggetto di attento studio, al fine di scongiurare, o almeno limitare, i danni da esse provocati, quando non sia possibile frenarle, ma soprattutto cercare di evitare l'accadimento di nuovi movimenti franosi (Castiglioni, 1989). A tal proposito si ricordano alcuni eventi che hanno suscitato un particolare interesse nell'opinione pubblica e nella comunità scientifica, come quello di Sarno del Maggio 1998, dove si ebbe la morte di 160 persone a causa del deflusso di due milioni di metri cubi di fango che si staccarono dalle pendici di Pizzo d'Alvano e, in tempi più recenti, anche lo spettacolare caso della frana di Maierato (CS) del Febbraio 2010 dove vi fu il cedimento di un intero costone montuoso a ridosso dell'abitato calabrese, che produsse enormi disagi alle infrastrutture locali. Tutto ciò ha portato, ultimamente, ad una nuova sensibilità nei confronti dei movimenti di massa. I concetti di previsione e prevenzione dei rischi sono entrati nelle normative internazionali e nazionali e sono stati intrapresi programmi di ricerca volti alla caratterizzazione dei fenomeni franosi, alla realizzazione di piani, per la loro previsione e gestione, al fine di prevenire le grandi catastrofi (D'Agostino et alii, 2001).

Uno degli aspetti fondamentali che riguarda la trattazione del tema “frane”, ed in particolare ciò che concerne le azioni volte alla prevenzione e alla mitigazione dei rischi, è l'utilizzo di una terminologia chiara ed univoca. Nel presente lavoro, in accordo con le principali linee guida tracciate dalla comunità scientifica internazionale, è stata impiegata una nomenclatura che riprende in parte quella stabilita da Varnes nel 1978, successivamente integrata e modificata nel Glossario Internazionale delle Frane (Wp/Wli, 1993) ed infine tradotta in lingua italiana da Canuti ed Esu (1995). C'è da aggiungere, inoltre, che a seguito della designazione dell'ultimo decennio del XX secolo quale “*Decennio Internazionale per la Riduzione dei Disastri Naturali*”, da parte dell'UNDRO - UNESCO (United Nations Disaster Relief Coordinator), è stata costituita un'apposita Commissione per il censimento mondiale dei fenomeni franosi (Working Party on World Landslide Inventory WP/WLI). Quest'ultimo ha come obiettivo la creazione di una banca dati mondiale, che costituisce la base di riferimento per l'analisi di distribuzione delle frane, la preparazione di metodi raccomandati per la descrizione delle frane, l'allestimento di schede e glossari per uniformare la terminologia relativa alle frane (Prestininzi, 2000).

### **2.1.2 Tipologia di materiale e contenuto d'acqua**

Uno degli aspetti fondamentali che riguarda la classificazione delle frane è senza dubbio la tipologia di materiale coinvolto nei movimenti di versante. Esso, generalmente, viene classificato secondo il suo stato nella fase antecedente al cedimento, tuttavia, se una frana presenta movimenti plurimi, la cui tipologia tende a cambiare durante le varie fasi di sviluppo, il materiale viene classificato secondo le caratteristiche che presenta all'inizio di ogni successiva fase di movimento. Secondo quanto riportato da Schroder (1971) e Varnes (1978) esso può essere distinto in due classi principali: le rocce, generalmente associate al bedrock, e i terreni sciolti (engineering soil) che si distinguono in detrito e terra.

- Per roccia si intende un aggregato naturale di grani minerali solidamente legati tra loro per mezzo di elevate forze coesive e che, anche dopo vari cicli di immersione in acqua, presenta le caratteristiche fisico-meccaniche iniziali. A seconda dei valori di resistenza a compressione, più o meno elevati, si possono distinguere rocce dure (o lapidee) e rocce tenere (il campo di esistenza delle rocce tenere è definito nell'intervallo tra 1 e 25 MPa). In associazione a questa tipologia di materiali si riconoscono le discontinuità, ovvero variazioni di continuità di un complesso, le quali insieme alle rocce integre costituiscono l'ammasso roccioso. Esse possono essere primarie, quando si sviluppano durante la formazione della roccia (scistosità, fratture da raffreddamento, ecc), e secondarie, quando si formano successivamente alla genesi della roccia (faglie, fratture, ecc).
- Per detrito si intende un aggregato multifase costituito da grani minerali, di quantità compresa tra il 20% e l'80%, con dimensioni maggiori di 2 mm, e da interstizi potenzialmente occupati da acqua o aria. Tale mezzo può essere disgregato a seguito di modeste sollecitazioni o per agitazione in acqua, risulta quindi caratterizzato da valori limitati di resistenza meccanica.
- Per terra si intende un materiale formato da aggregati di granuli, di dimensioni inferiori ai 2 mm e quantità pari o superiore all'80%, non legati tra loro o che possono essere separati per mezzo di modeste sollecitazioni (agitazione meccanica o agitazione in acqua) o per mezzo di un più o meno prolungato contatto con acqua. L'origine delle terre, così come per i detriti, è da attribuire a processi di alterazione di natura chimica, fisica e meccanica, che producono la disgregazione di frammenti di dimensioni ridotte, successivamente sottoposti a trasporto ed infine deposizione.

Il comportamento meccanico di un ammasso roccioso è profondamente influenzato dalle caratteristiche e dalla distribuzione spaziale delle discontinuità, mentre il comportamento dei terreni (detrito e terra) è marcatamente influenzato dalla sua struttura, che è il risultato di un processo di interazione tra le varie particelle e tra queste e l'ambiente circostante. Ogni particella è soggetta sia a forze di massa che di superficie. Le forze di massa sono responsabili delle interazioni di tipo meccanico. Le forze di superficie, che dipendono dal tipo di minerale e dall'area della superficie delle particelle, sono responsabili di interazioni di tipo chimico (Tanzini, 2001).

Per ciò che concerne il *contenuto d'acqua* delle masse coinvolte nei fenomeni franosi, Varnes (1978) propose una breve descrizione relativa all'aspetto macroscopico del materiale spostato, derivata da semplici osservazioni di campagna. In particolare, egli riconobbe quattro categorie di contenuto d'acqua per il materiale mobilitato:

- Secco – all'interno del materiale non sono visibili evidenze di umidità;
- Umido – il materiale presenta una certa quantità di acqua, ma non acqua allo stato libero. Inoltre il materiale può diventare come un solido plastico, ma non avere la capacità di fluire;
- Saturo – il materiale contiene sufficiente acqua per diventare in parte come un liquido. In più, l'acqua può fluire da esso e contiene accumuli idrici significativi;
- Molto saturo – Contiene un sufficiente contenuto d'acqua tanto da fluire come un liquido sotto bassi gradienti.

Tali termini possono essere impiegati anche per descrivere il contenuto d'acqua presente nei materiali in movimento. Tuttavia, i terreni e le masse rocciose, possono cedere velocemente parte del loro contenuto idrico, durante e dopo il movimento, quindi tale descrizione può essere considerata qualitativa più che quantitativa.

### 2.1.3 Classificazione dei movimenti franosi

Numerose sono le classificazioni proposte per la catalogazione delle frane, ciascuna basata su diversi criteri, più o meno complessi, nei quali vengono considerati determinati fattori peculiari del fenomeno. L'ampia varietà classificativa, presente in letteratura, è certamente il frutto della complessità che contraddistingue simili eventi e che ne consente la trattazione ad ampio raggio. Il cinematismo delle frane, ovvero il modo con cui il movimento si distribuisce attraverso la massa spostata, è senza ombra di dubbio uno degli aspetti primari che riguarda la classificazione dei fenomeni gravitativi. Inoltre, la sua determinazione, è uno dei criteri di base per poter definire le risposte più adeguate e funzionali alle problematiche associate a ciascuna tipologia di eventi.

Una delle classifiche più complete in letteratura, considerata uno standard a livello internazionale, è quella di Varnes (1978). Il criterio classificativo di tale lavoro si basa fondamentalmente sul riconoscimento del cinematismo e della tipologia di materiale coinvolto nel dissesto. Successivamente, nell'aggiornamento sviluppato in Cruden & Varnes (1996), sono stati considerati ulteriori descrittori complementari come il contenuto d'acqua e la velocità di sviluppo dei dissesti. Secondo la classificazione di Varnes del 1978, i movimenti di massa possono essere distinti dal punto di vista cinematico in: crolli, ribaltamenti, scivolamenti o scorrimenti (rotazionali e traslativi), espansioni laterali, colamenti e complessi.

Nel presente lavoro di tesi è stata focalizzata l'attenzione sulle tre categorie di movimenti che caratterizzano maggiormente i complessi flyschoidi dell'alta valle del Sele per la loro ampia distribuzione e per la loro frequente attivazione a seguito di terremoti, ovvero: scorrimenti (rotazionali e traslativi), colate e movimenti complessi.

Tipo di movimento	Tipo di materiale		
	Roccia (rock)	Roccia sciolta (Engineering soil)	
		Detrito (debris)	Terra (earth)
<b>Crollo</b> ( <i>fall</i> )	Crollo di roccia	Crollo di detrito	Crollo di terra
<b>Ribaltamento</b> ( <i>topple</i> )	Ribaltamento di roccia	Ribaltamento di detrito	Ribaltamento di terra
<b>Scivolamento</b> ( <i>slide</i> )			
<b>Rotazionale</b> ( <i>rotational</i> )	Scivolamento rotazionale di roccia	Scivolamento rotazionale di detrito	Scivolamento rotazionale di terra
<b>Traslato</b> ( <i>translational</i> )	Scivolamento traslativo di roccia	Scivolamento traslativo di detrito	Scivolamento traslativo di terra
<b>Espansione laterale</b> ( <i>lateral spread</i> )	Espansione laterale di roccia	Espansione laterale di detrito	Espansione laterale di terra
<b>Colata</b> ( <i>flow</i> )	Colata di roccia	Colata di detrito	Colata di terra
<b>Complesso</b> ( <i>complex</i> )			

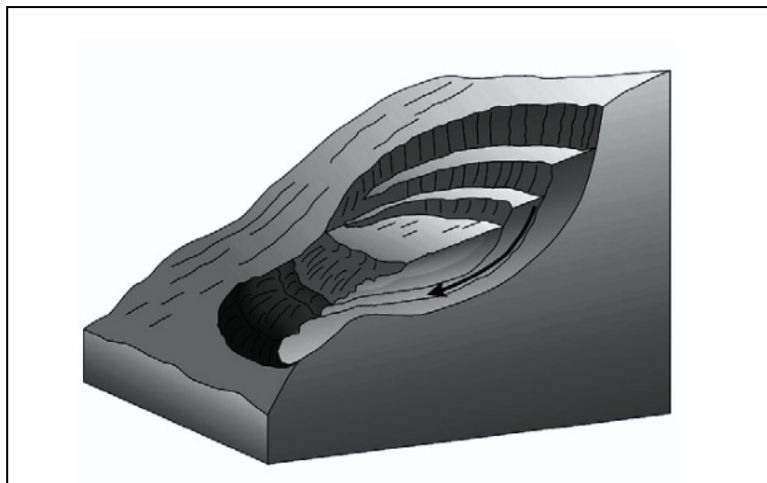
Tabella 1 – Le diverse categorie di movimenti franosi classificate sulla base del cinematismo e della tipologia di materiale coinvolto (da Varnes, 1978). In evidenza le classi di movimenti oggetto di studio nel presente lavoro di tesi.

### 2.1.3.1 Tipologie di movimenti oggetto di studio

#### 2.1.3.1.1 Scivolamenti rotazionali (*Rotational slides*)

Tali fenomeni sono caratterizzati da un movimento di rotazione che avviene intorno ad un punto o un asse esterno al versante e posto al di sopra del baricentro della massa spostata. Essi avvengono per superamento della resistenza al taglio dei materiali lungo una o più superfici di neoformazione, che talvolta risultano guidate da discontinuità preesistenti. La superficie di rottura presenta di solito una forma arcuata, con la concavità verso l'alto. La massa in movimento, frequentemente, si scompone in più blocchi, ruotati in diverse direzioni, sia verso monte sia verso valle, che

talvolta possono rimanere relativamente integri al loro interno, senza subire una caoticizzazione (APAT, 2006). Il corpo di frana, quindi, subisce movimenti con piccole deformazioni interne e le velocità possono variare da lente fino a rapide e, nella fase critica, possono diventare molto rapide. I segni premonitori dei movimenti che preludono a scorrimenti consistono in fratture (cracks) sull'originale piano di campagna lungo il quale prenderà forma la scarpata principale del futuro scorrimento. La massa dislocata si muove oltre la superficie di rottura, sovrapponendosi alla



*Figura 5 – Modello schematico tridimensionale di uno scorrimento rotazionale multiplo (da Guida, 2003)*

sottostante superficie di terreno originaria, generando il piede della frana. In questa parte del corpo di frana si possono verificare rigonfiamenti e avvallamenti disposti trasversalmente, dovuti allo sviluppo di sforzi compressivi. Detti sforzi comportano, tra l'altro, l'espulsione di acqua che determina l'alterazione delle caratteristiche geotecniche dei materiali in movimento e, nel caso siano coinvolti nello scorrimento litotipi prevalentemente argillosi, si può osservare un'evoluzione del movimento in colamento lento (APAT, 2006).



*Figura 6 – Esempio di scorrimento rotazionale coinvolgente materiale detritico: la frana di "La Conchita", Santa Barbara (USA). Foto da USGS web site.*

Simili fenomeni, sebbene possano interessare qualsiasi tipologia di materiale, sono ricorrenti nelle sequenze sedimentarie a comportamento prevalentemente plastico, quali depositi con elevato contenuto di argille, successioni terrigene (ad es. alternanze arenitico-pelitiche, pelitico-arenitiche, marnoso-pelitiche, ecc.) e delle coltri di alterazione di alcune rocce ignee e metamorfiche. Per ciò che concerne le cause determinanti, si hanno una serie di fattori che, naturalmente o artificialmente, determinano un decremento delle resistenze di attrito, oppure che provocano improvvisi incrementi degli sforzi di taglio. Tra le più influenti si hanno: eventi meteorici intensi, infiltrazioni d'acqua, innalzamenti della superficie piezometrica, scalzamento al piede dei versanti, sollecitazioni sismiche, vibrazioni artificiali, rotture delle reti idriche e modifiche antropiche alla geometria dei rilievi.

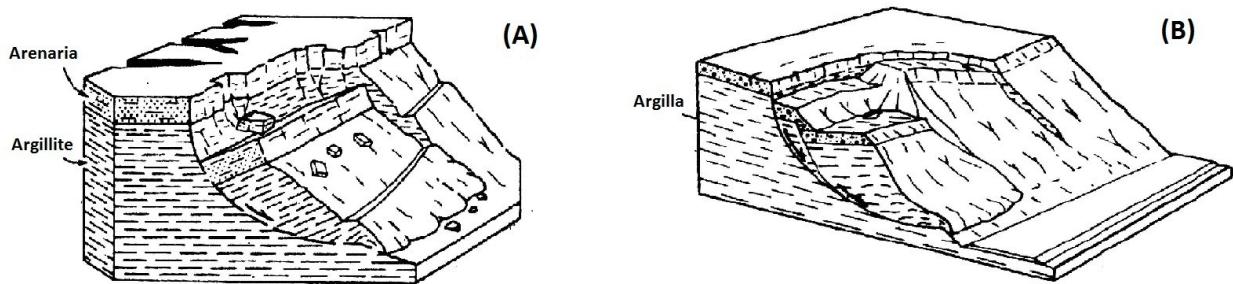


Figura 7 – Due modelli a confronto. Lo schema a sinistra (caso A) mostra uno scorrimento rotazionale in materiali litoidi a comportamento fragile. L'illustrazione a destra (caso B) mostra uno scorrimento rotazionale in materiale a comportamento plastico.

#### 2.1.3.1.2 Scivolamenti traslativi (*Translational slides*)

Questa tipologia di frane si presenta caratterizzata da movimenti di terra o di roccia che si sviluppano fondamentalmente lungo una superficie di scorrimento, preesistente e poco scabrosa, avente un' inclinazione eguale o inferiore a quella del versante. Le superfici di discontinuità sulla quale si esplica il movimento sono rappresentate generalmente da: piani di stratificazione, superfici di faglia, fratturazioni tettoniche, piani di scistosità o di laminazione, fessurazioni di varia natura e superfici di contatto tra due formazioni litologicamente differenti. La massa dislocata può sia essere completamente distrutturata e disarticolata, sia rimanere relativamente integra o scomporsi in molteplici blocchi, i quali possono conservare la loro struttura interna.

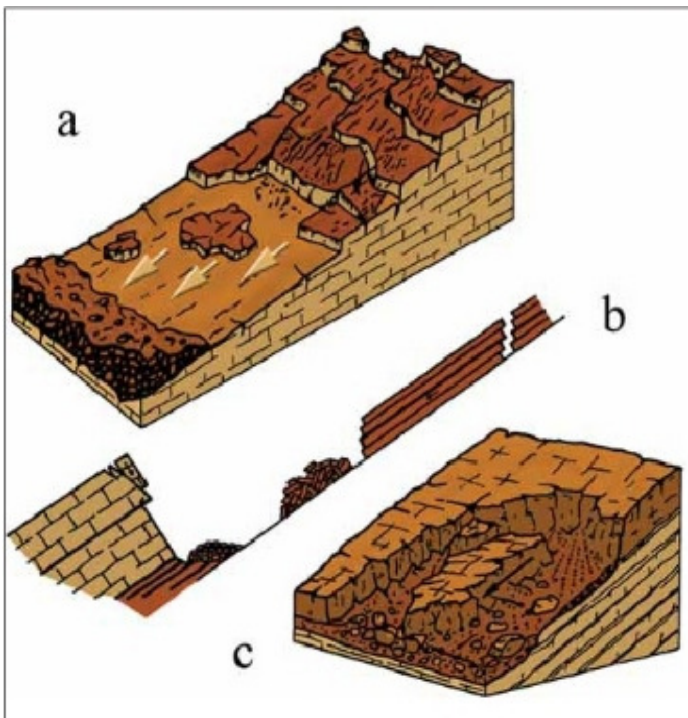


Figura 8 – Modelli schematici evolutivi di scorrimenti traslativi. La figura (A) illustra la manifestazione del fenomeno in depositi lapidei stratificati, disposti a franapoggio. L'immagine (B) mostra la sezione trasversale di un versante interessato da scorrimenti traslativi mentre il caso (C) illustra il movimento planare di materiale terrigeno dotato di scarsa coesione, posto a contatto su di un substrato lapideo (da Vallario, 1992, parzialmente modificata da APAT, 2006)

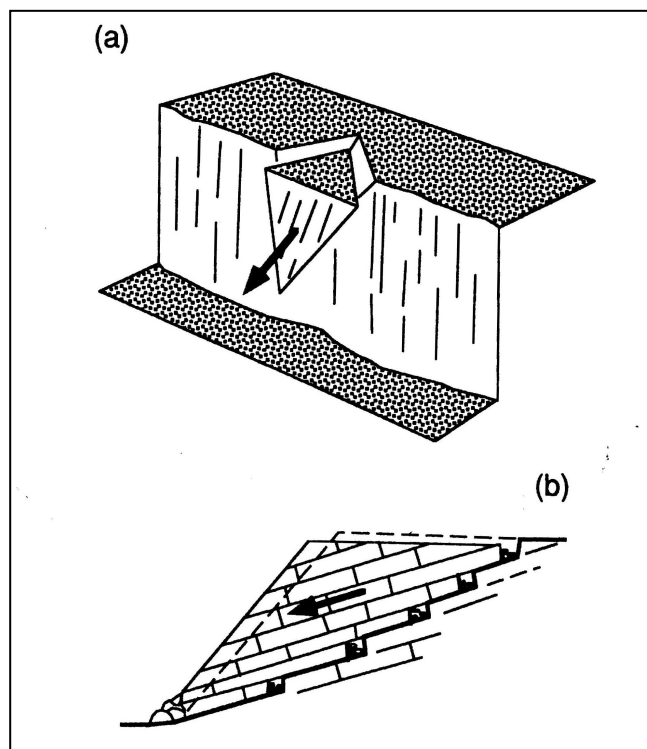


Scorrimenti traslativi che si sviluppano a partire da discontinuità singole presenti nelle masse rocciose sono definiti “Block Slides” o “Planar Slides”. E’ possibile una transizione graduale da Rock Block Slide, caratterizzati da spostamenti moderati il cui materiale dislocato rimane integro (in blocco, appunto) sulla superficie di rottura, a scorrimenti traslativi che si verificano lungo tratti di pendio più acclivi e ripidi ed il cui materiale si disarticola in detrito. In particolari condizioni si possono trasformare in Sturzstroms (Guida, 2003).

Oltre ai movimenti planari, sono molto frequenti inoltre gli scorrimenti traslativi in roccia che avvengono lungo due discontinuità la cui intersezione si dispone conforme al versante, costituendo un cuneo roccioso dislocato (*wedge slide*).

Molto spesso tali fenomeni sono evidenziati da fratture di trazione riscontrabili nella parte alta del versante. La velocità del movimento può essere estremamente variabile, da lenta a estremamente rapida, in relazione sia della tipologia del materiale coinvolto, sia, nell’ambito dello stesso materiale, del contesto ambientale in cui avviene.

Generalmente sono molteplici le cause determinanti implicate nell’insorgere di simili fenomeni, sia dovute al decremento delle resistenze di taglio lungo le superfici di discontinuità, sia dovute a improvvisi incrementi degli sforzi di taglio, capaci di imprimere un movimento a rocce in precarie condizioni di equilibrio. Tra le prime si riconoscono l’incremento del contenuto d’acqua nei terreni dovuto a intensi eventi meteorici, gli innalzamenti della superficie piezometrica e le perdite dalle reti idriche. Tra i fattori incidenti sull’incremento degli sforzi di taglio si hanno: gli scalzamenti al piede, gli indiscriminati appesantimenti dei versanti, gli eventi sismici e le vibrazioni artificiali.



*Figura 9 – Esempio di scorrimento traslativo in roccia tipo “wedge slide” (da Varnes, 1978)*

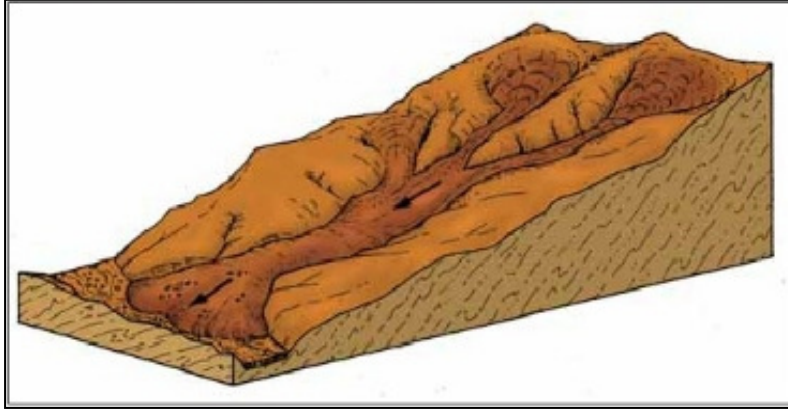
### **2.1.3.1.3 Colate (Flows)**

Si tratta di una tipologia di frana che può manifestarsi con modalità molto diverse, sia dal punto di vista cinematico che morfologico, a seconda del materiale coinvolto. Infatti, a seconda che il materiale sia costituito da roccia, terra o detrito, i movimenti possono presentare velocità e profondità molto diverse, coinvolgere volumi estremamente variabili e gli accumuli mostrare forme del tutto differenti (Panizza, 2005).

I colamenti sono dei movimenti franosi distribuiti in maniera continua all’interno di una massa spostata; di frequente il materiale in frana segue l’andamento di solchi di erosione, che ne costituiscono l’alveo. A valle, terminato il preesistente impluvio (zona di raccolta naturale delle acque superficiali), il cumulo di frana si distribuisce solitamente a ventaglio sulla porzione di raccordo tra il piede del versante e la contigua zona pianeggiante. Generalmente, questa tipologia di movimenti si presenta caratterizzata da superfici di taglio multiple, molto ravvicinate e di breve durata, di solito scarsamente conservative. La distribuzione della velocità nella massa spostata è analoga a quella che si verifica in un fluido viscoso, presentando una velocità variabile



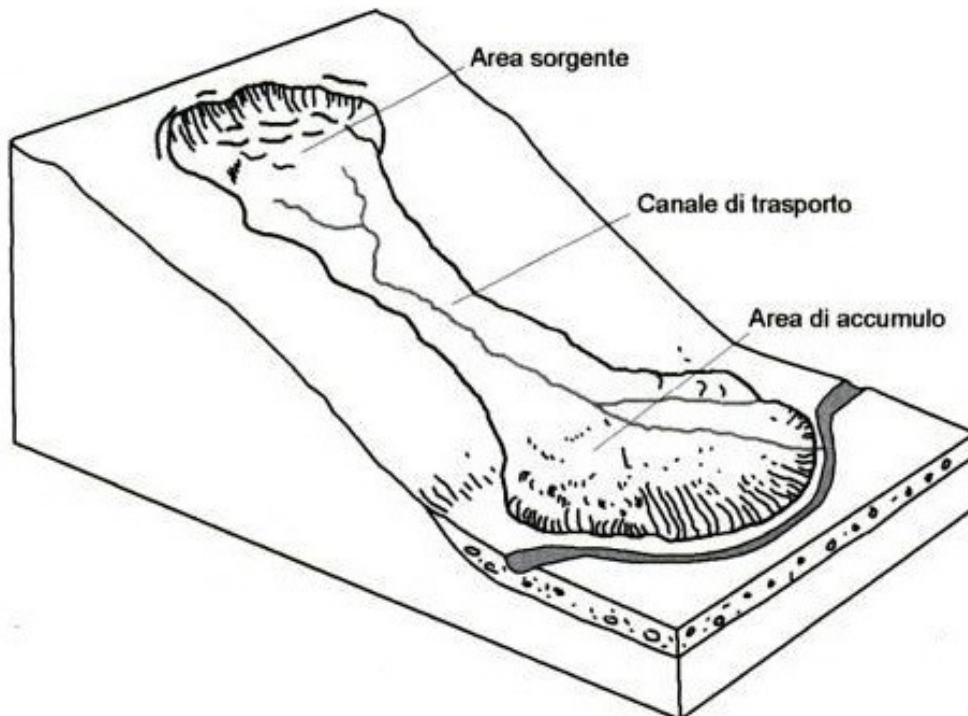
da punto a punto nell'area di frana, in relazione alla pendenza del versante, alla perdita di coesione e al contenuto d'acqua della massa in movimento. Nella maggior parte dei casi le colate si verificano in terreni incoerenti come rocce alterate, coperture eluviali, sedimenti a prevalente componente sabbiosa, limosa e/o argillosa, nonché preesistenti accumuli di frana.



*Figura 10 – Modello schematico di un colamento lento. In questa tipologia di movimenti può avvenire che fenomeni diversi confluiscono in un unico impluvio, formando un solo colamento, che può percorrere anche notevoli distanze. (da Castiglioni, 1992, parzialmente modificata da APAT, 2006)*

Secondo Varnes (1978) le colate possono così essere suddivise in funzione del materiale interessato:

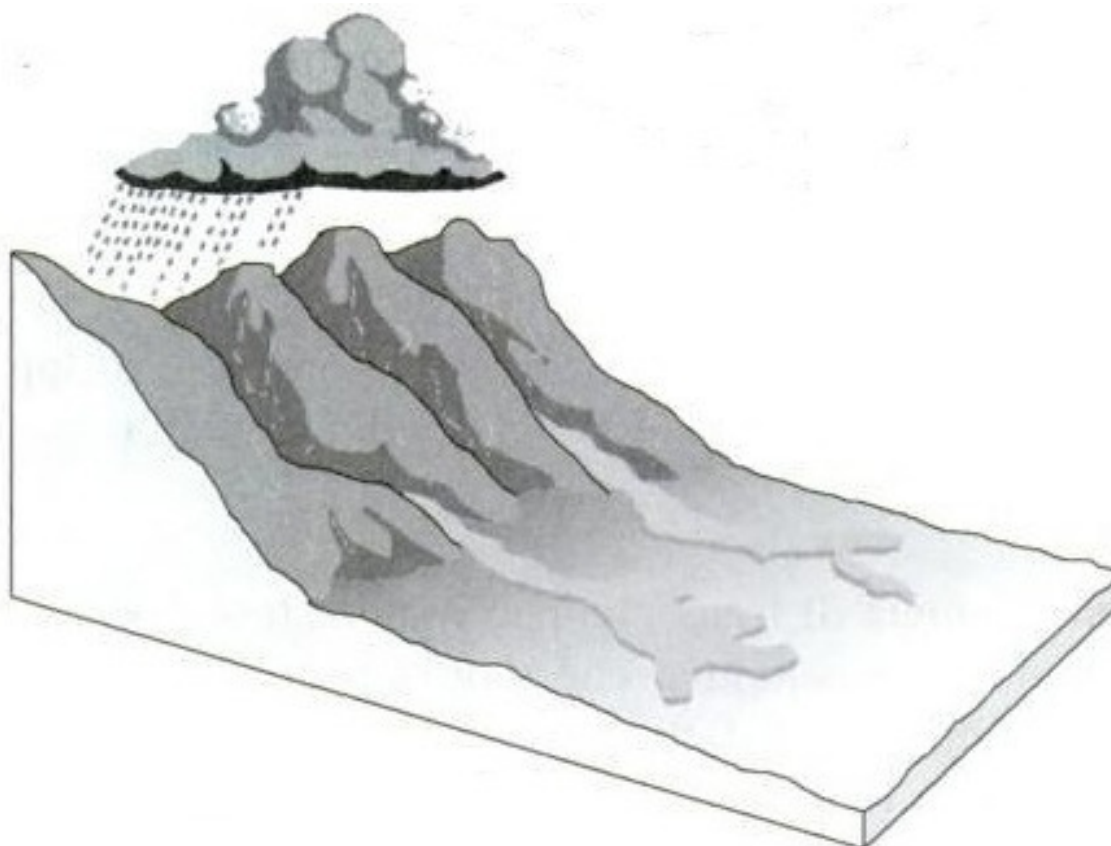
- *colate di terra (earth flows)*, nelle quali sono generalmente individuabili una zona sorgente, un canale di trasporto, e una zona di accumulo; spesso il materiale in frana presenta lobi e ondulazioni e tende a distribuirsi a ventaglio alla base del versante; qualora il contenuto d'acqua sia particolarmente abbondante si possono verificare le cosiddette colate di fango (*mud flow*).



*Figura 11 – Colamento in terra (da Cruden & Varnes, 1996)*

- *colate di detrito (debris flows)*, costituiscono la tipologia di frana in cui il contenuto d'acqua è senza dubbio più rilevante; il materiale si mobilita generalmente in occasione di piogge

brevi ed intense e si presenta come una miscela composta da detrito di granulometria eterogenea (fino a coinvolgere grossi massi) e acqua (Panizza, 2005). I debris flows, talvolta, possono incrementare il proprio carico solido durante il deflusso attraverso l'erosione del materiale costituente il canale di trasporto. I detriti più grossolani possono talora formare argini naturali, mentre il carico fine in sospensione continua il deflusso verso valle. Il flusso può estendersi per chilometri prima di perdere completamente il carico solido, anche più fine, il quale tende a depositarsi in zone caratterizzate da più bassi valori di pendenza.



*Figura 12 – Colamento di detrito (da Cruden & Varnes, 1996)*

Relativamente a questa tipologia di fenomeni, una trattazione di maggior dettaglio si ha in Hungr et alii (2001), dove viene fornito un maggior contributo in termini classificativi. Con la precedente nomenclatura di Varnes viene posta una distinzione netta tra scorrimenti e colate, sulla base della presenza di una superficie di rottura definita o di deformazioni distorsive tra la massa in movimento e il pendio stabile. Tali definizioni implicano quindi una precisa conoscenza dei meccanismi cinematici, che tuttavia, non sempre sono definibili. Data la similitudine tra diverse tipologie di fenomeni presentanti caratteristiche analoghe, Hungr propone una suddivisione delle colate in dieci categorie al fine di porre maggior chiarezza a fronte del problema. A tal fine considera una serie di parametri descrittivi quali: materiale, contenuto d'acqua, condizioni speciali e velocità. I termini principali utilizzati sono flusso (flowslide), colata (flow) e valanga (avalanche). Con *flusso (flowslide)* si riferisce sostanzialmente a fenomeni caratterizzati dalla liquefazione del materiale nella zona di alimentazione. *Colata (flow)* viene impiegato nella definizione di diversi tipi di movimenti di versante quali colate in materiali granulari (asciutti e saturi) e le colate in argilla. Infine con il termine *valanga (avalanche)* ci si riferisce fondamentalmente a colate di materiale granulare la cui velocità varia da molto rapida ad estremamente rapida.

<b>Materiale</b>	<b>Contenuto d'acqua</b>	<b>Condizioni speciali</b>	<b>Velocità</b>	<b>Nome</b>
Limo, sabbia, ghiaia, detrito (talus)	Secco, umido o saturo	Assenza di sovrappressioni interstiziali. Volume limitato	Varie	Colata di sabbia (limo, ghiaia, detrito) non liquefatta
Limo, sabbia, detrito, roccia tenera	Saturo sulla superficie di rottura	Materiale liquefacibile. Contenuto d'acqua costante	Estremamente rapida	Flusso di sabbia (limo, detrito, roccia)
Argille sensibili	Prossimo o superiore al limite di liquidità	Liquefazione in situ. Contenuto d'acqua costante	Estremamente rapida	Flusso di argilla
Torba	Saturo	Sovrapressioni interstiziali	Da lento a molto rapido	Colata di torba
Argilla o terra	Prossimo al limite di plasticità	Movimenti lenti. Flusso con "tappo" (tipo Bingham)	Fino a moderata	Colata di terra
Detrito	Saturo	Canale ben definito. Incremento del contenuto d'acqua rispetto alle condizioni in situ	Estremamente rapida	Colata di detrito
Fango	Prossimo o superiore al limite di liquidità	Colata detritica a grana fine	Molto o estremamente rapida	Colata di fango
Detrito	Presenza di acqua libera	Piena	Estremamente rapida	Piena di detrito
Detrito	Parzialmente o completamente saturo	Canale non ben definito. Profondità modesta. Zona di innesco acclive	Estremamente rapida	Valanga di detrito
Roccia frammentata	Vario, ma principalmente secco	Roccia intatta nelle zone di innesco. Grande volume	Estremamente rapida	Valanga di roccia

*Tabella 2 – Classificazione delle frane da flusso (Hungar et alii, 2001)*

#### **2.1.3.1.4 Movimenti complessi (*Complex movements*)**

Si definisce complesso un fenomeno franoso con due o più tipi di movimento che avvengono in sequenza temporale. La gran parte dei fenomeni franosi rientra in questa categoria. Per una loro corretta classificazione devono essere individuati e riconosciuti i principali tipi di movimento che li caratterizzano, in base ai quali si assegna una nomenclatura binaria al fenomeno. Tra i più frequenti casi vi sono le associazioni crollo – colamento, scivolamento – crollo, scivolamento – colamento. Movimenti complessi del tipo crollo – colamento si sviluppano quando masse litoidi competenti (calcari, conglomerati, arenarie, ecc.) sono sovrapposte a formazioni plastiche (argille, limi, ecc). In tal caso, la saturazione dei terreni argillosi provoca fenomeni di

colamento con richiami di materiale da monte, con genesi di crolli per mancanza di sostegno alla base del versante. In alcune circostanze, uno scivolamento rotazionale o traslativo può evolvere in crollo qualora l'andamento della superficie di rottura lungo la quale si esplica il movimento, presenta rilevanti incrementi di pendenza, costituendo in alcuni casi pareti sub verticali nel tratto terminale. Il materiale scivolato quindi a fronte di una situazione simile cede in una caduta libera costituendo un crollo. Uno dei casi più frequenti di frane complesse è senz'altro il movimento dato dal binomio scorrimento – colata. In tal caso, allorché le condizioni di pendenza e di contenuto d'acqua lo consentano, ad un'iniziale slittamento di tipo rotazionale o traslativo, si succede un colamento, di velocità variabile, del materiale precedentemente scivolato.



*Figura 13 – Esempio di movimento complesso di tipo “scorrimento rotazionale – colata”. La grande frana di Maierato (VV) del Febbraio 2010, in evidenza parte della superficie di scivolamento presso la testata e l'ampia colata verso valle.*



### 2.1.3.2 Altre tipologie di fenomeni franosi

#### 2.1.3.2.1 Crolli (*Falls*)

Questa tipologia di frane consiste nel distacco improvviso da un pendio acclive, lungo una superficie avente una resistenza a taglio limitata o nulla, di materiale di qualsiasi dimensione e tipologia (roccia, detrito e terra) soggetto a successiva caduta in aria libera. Il movimento si presenta da rapido a molto rapido e a causa dell'elevata energia cinetica coinvolta, e dei tempi di evoluzione molto brevi, si caratterizza per l'elevata pericolosità e difficoltà di previsione. Generalmente il distacco avviene in versanti interessati da discontinuità strutturali (preesistenti o di neoformazione) come: giunti di stratificazione, piani di faglia, fratturazione tettonica, fessurazione di varia natura, piani di scistosità o di laminazione. Tali aspetti possono essere annoverati tra le cause predisponenti tipiche di questa forma di dissesto. Tra le cause determinanti invece, si riconoscono le infiltrazioni d'acqua, lo scalzamento al piede dei versanti provocato dall'azione erosiva di un corso d'acqua o dal moto ondoso, crioclastismo e termoclastismo, l'effetto della crescita di radici, le sollecitazioni sismiche, le vibrazioni artificiali e le modifiche antropiche alla geometria del versante.

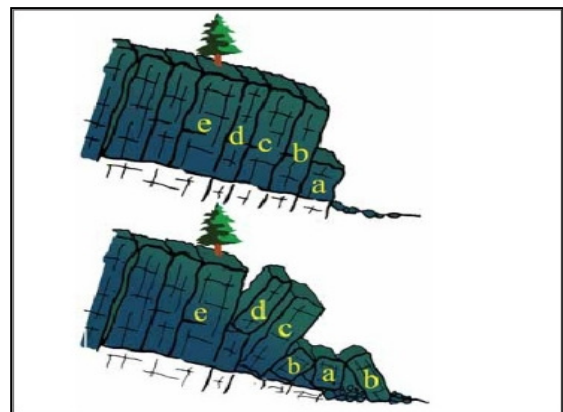
La superficie di distacco solitamente molto netta, presenta un andamento sub-verticale. Il materiale mobilitato, una volta giunto sul piano campagna, nel caso in cui le condizioni morfologiche lo consentono, può subire successivi rimbalzi e rotolamenti sino all'esaurimento della propria energia cinetica, determinando nel contempo un'ulteriore frantumazione e produzione di elementi di dimensioni via, via minori. I materiali interessati dal movimento, una volta depositatisi, tendono generalmente a costituire talus detritici alla base dei versanti, i quali a loro volta risultano potenzialmente soggetti allo sviluppo di successivi movimenti gravitativi.



*Figura 14 – Illustrazione schematica di un tipico crollo in roccia (da Vallario, 1992, parzialmente modificata da APAT, 2006).*

#### 2.1.3.2.2 Ribaltamenti (*Topples*)

I ribaltamenti (*topples*) sono movimenti dovuti a forze che causano un momento ribaltante attorno ad un punto di rotazione situato al di sotto del baricentro della massa interessata. Le velocità di simili fenomeni variano da estremamente lente a estremamente rapide, e vengono coinvolti sia materiali rocciosi che terreni sciolti. I movimenti avvengono generalmente in presenza di alcune famiglie di discontinuità costituite il più dei casi da elementi strutturali preesistenti, che devono essere sia subverticali che suborizzontali. Lo sviluppo di simili fenomeni non implica necessariamente il collasso del materiale coinvolto ma talora il cinematismo può evolversi in un crollo o in uno scivolamento.



*Figura 15 – Modello schematico di ribaltamenti in depositi lapidei (da Varnes, 1978).*

Molto frequentemente si osservano fenomeni di ribaltamento in concomitanza delle sponde di corsi d'acqua, e ciò in conseguenza dello scalzamento al piede operato dal flusso idrico. Tra le cause innescanti si riscontrano, oltre all'erosione basale, anche i cicli di gelo e disgelo, l'azione sismica, l'incremento della pressione dell'acqua presente tra le discontinuità, l'azione degli apparati radicali della vegetazione e il contatto tra materiali aventi caratteristiche geomeccaniche differenti.

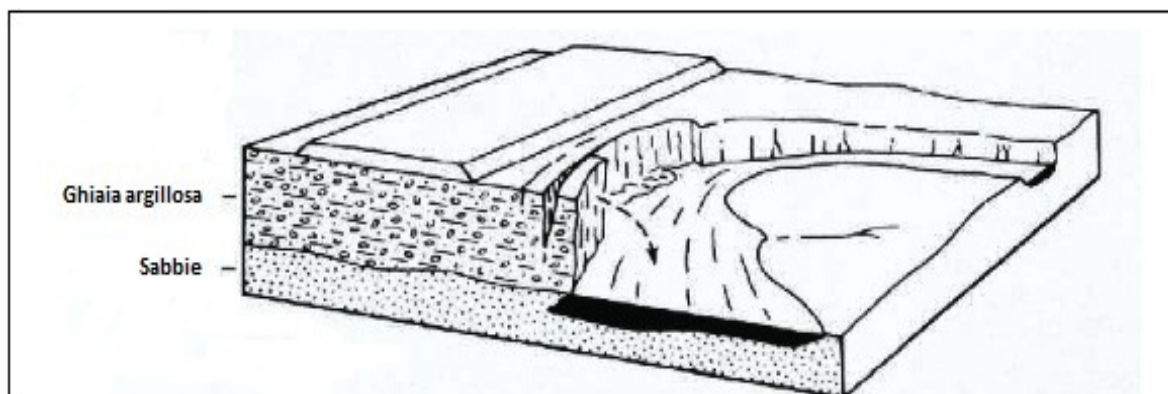


Figura 16 – Fenomeno di ribaltamento spondale dovuto allo scalzamento al piede operato da un corso d'acqua (da Varnes, 1978).

#### **2.1.3.2.3 Espansioni laterali (*Lateral spreads*)**

Le espansioni laterali si verificano tipicamente quando corpi rocciosi rigidi e fratturati sono sovrapposti a terreni a comportamento plastico. Ad esempio laddove arenarie massive, calcari o depositi vulcanici poggiano su litotipi prevalentemente argillosi. Tali fenomeni si innescano quando la pressione esercitata dall'ammasso roccioso induce una deformazione sui sottostanti terreni a comportamento plastico, che si mobilitano in maniera differenziale richiamando le sovrastanti masse rocciose. Queste si suddividono in blocchi, lungo fratture preesistenti o di neoformazione, che si abbassano in maniera differenziale nei terreni plastici, e si spostano lateralmente verso valle, con un movimento a prevalente componente orizzontale (APAT, 2006). In genere, questa tipologia di movimento non presenta valori elevati delle tensioni tangenziali lungo le superfici di rottura, e si verifica solitamente con una velocità lenta e con modeste pendenze dei piani di separazione tra i corpi rocciosi e il materiale plastico. Le tipiche evidenze morfologiche della presenza di un'espansione laterale sono costituite, nelle rocce rigide di copertura, da trincee e solchi, mentre nei materiali plastici, posti ai margini della placca rigida, da rigonfiamenti.

Varnes (1978) riconosce fondamentalmente due tipologie di espansioni laterali (*spreads*):

- *Espansioni laterali in rocce omogenee (block spreads)*. Interessano generalmente ammassi rocciosi a comportamento fragile, i quali una volta fratturati si disarticolano e separano in blocchi. Il materiale incompetente è estruso nelle fratture tra i blocchi, che si riempiono anche di materiale roccioso frammentato.
- *Espansioni in terre coesive sovrapposte a materiale liquefatto o che fluisce plasticamente (liquefaction spreads)*. Si forma nelle argille e limi sensibili che hanno perso resistenza a causa di disturbi che danneggiano la loro struttura; il movimento è traslazionale e spesso retrogressivo. I blocchi sovrastanti possono sprofondare, formando graben, e si può avere flusso eiettato all'unghia della massa spostata. Il movimento può diventare improvviso e raggiungere velocità localmente molto elevate. Sono fenomeni frequenti a seguito di forti terremoti (Guida, 2003).

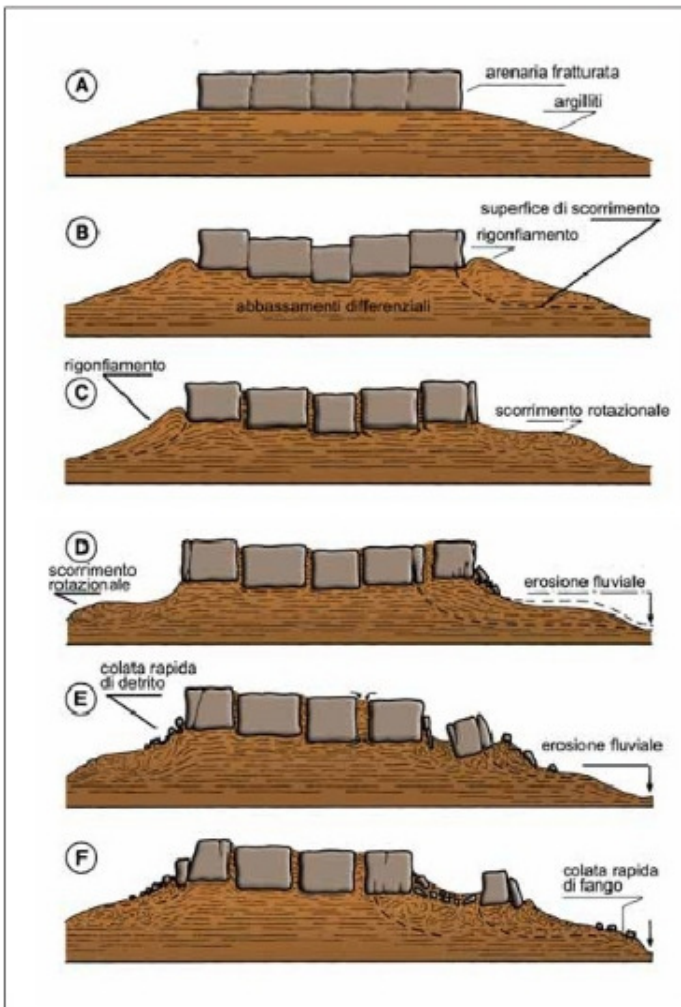


Figura 17 – Modelli schematici dell'evoluzione di un'espansione laterale in una placca rigida sovrastante litotipi argillosi, a comportamento duttile. Nella sequenza di immagini sono rappresentati alcuni dei caratteri tipici del fenomeno e dei processi associati ad esso. La placca rigida fratturata si suddivide in blocchi che si abbassano in maniera differenziale e si spostano lateralmente verso valle, con movimento prevalentemente orizzontale. I materiali argillosi vengono mobilitati, risalgono lungo le fratture e/o formano dei rigonfiamenti laterali alla placca rigida (Tratta da Dikau et alii, 1996; parzialmente modificata da APAT, 2006)

Se da un lato abbiamo un fattore predisponente quale la sovrapposizione di rocce a comportamento rigido su rocce a comportamento plastico, dall'altra parte abbiamo l'incidenza anche di fattori determinanti come gli incrementi delle pressioni interstiziali nel substrato plastico o del carico piezometrico nelle sovrastanti rocce rigide, l'erosione fluviale e, come già accennato in precedenza anche sollecitazioni sismiche che possono comportare talora un incremento della velocità di sviluppo del movimento.

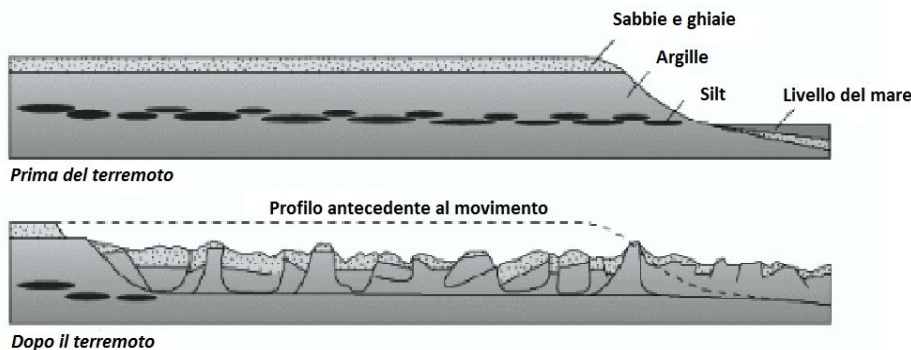


Figura 18 – Esempio di espansione laterale di tipo "liquefaction spreads" sviluppatesi a seguito di una sollecitazione sismica (da Guida, 2003, parzialmente modificata)

Questa tipologia di fenomeni franosi nella sua evoluzione può essere associata anche ad altre tipologie, ad esempio crolli, ribaltamenti, colamenti, scorrimenti rotazionali e traslativi, con stile di attività complesso e/o composito, secondo la terminologia UNESCO (WP/WLI, 1993).



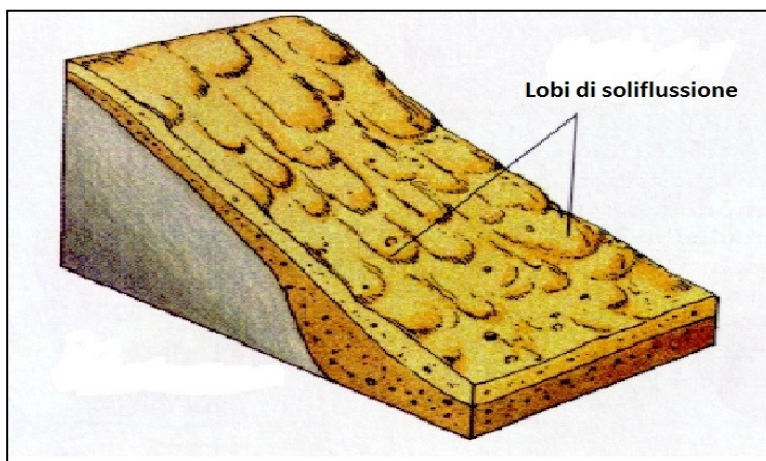
## **2.1.4 Fenomeni superficiali**

Molto spesso, quando la superficie dei versanti è costituita da suoli ricchi di limo e argille, capaci di assorbire e trattenere grandi quantità di acqua, possono generarsi fenomeni derivanti dal lento e continuo spostamento della coltre detritica, che avvengono senza una superficie di scorrimento ben definita, per effetto prevalente della gravità. Ciò è reso visibile da vari indizi, come l'inclinazione di pali piantati verticalmente, la rottura di muri di sostegno, la deformazione di massicciate stradali, l'apparizione di crepe sui muri degli edifici, ecc. Questi fenomeni, solitamente lenti, possono essere indizi di vere frane; ma a volte sono il risultato di un assestamento del tutto normale, e in un certo senso continuo, del mantello detritico che riveste i versanti (Castiglioni, 1979).

Si distinguono fondamentalmente due tipologie di movimenti lenti superficiali: il soliflusso e il soil creep.

### **2.1.4.1 Soliflusso**

In genere, quando il regolite e/o le rocce poco coerenti che compongono la parte superficiale del versante (1-2 m) sono sature d'acqua, possono muoversi in modo areale verso valle con velocità che variano da minimi di pochi mm al giorno a massimi di qualche decimetro l'anno. Da un punto di vista meccanico, tale fenomeno può essere assimilato ad un colamento lento di una massa fluida molto viscosa. Ciò, tende a manifestarsi generalmente su versanti dotati di scarse pendenze (inclinazione minima di 5° circa) e con suoli fluidificati in seguito a piogge, disgelo e imbibizioni varie.



*Figura 19 – Modello schematico di un soliflusso in atto su di un versante poco acclive. In evidenza lo scarso spessore del regolite e i tipici lobi derivanti dal movimento.*

Quando il terreno viene stagionalmente sottoposto al ciclo gelo – disgelo, in ambiente periglaciale, si genera un processo di soliflussione che prende il nome di *geliflusso*.

Il soliflusso si riconosce in quanto dà origine a forme superficiali diversificate, il più dei casi assimilabili a lobi detritici, terrazzette e increspature del terreno. Assieme al materiale fine si spostano naturalmente gli elementi grossolani presenti nel mantello detritico; la coltre erbosa, se è presente e continua, può non rompersi, e tuttavia lasciar vedere con le sue deformazioni questi movimenti (Castiglioni, 1979).

### **2.1.4.2 Soil creep**

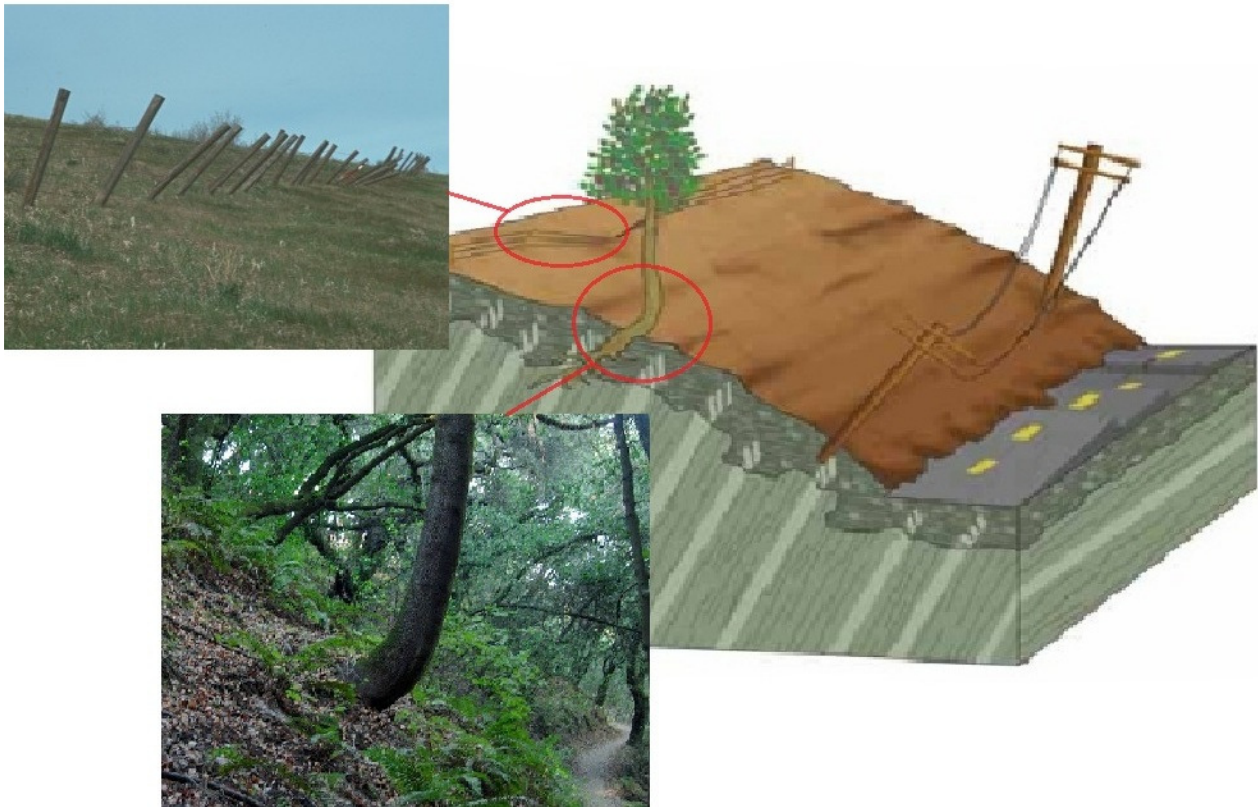
Il soil creep, conosciuto anche come reptazione, è un movimento “strisciante” dei materiali componenti la copertura detritica o regolitica di un versante sotto l’azione prevalente della forza di gravità e delle variazioni stagionali di umidità del terreno. Tale fenomeno può essere definito come uno scorrimento plastico che si manifesta con deformazioni superficiali dovute alla somma dei movimenti delle singole particelle elementari di una formazione mobile e poco coerente come



coperture detritico - colluviali o cumuli di frana preesistenti. Lo spostamento delle particelle avviene in genere per effetto di fenomeni di microespansione e microcontrazione del suolo.

Si riconosce, di solito, sia un creep superficiale che un creep profondo, a seconda dello spessore del mantello detritico interessato. Inoltre, osservando in sezione la coltre dei materiali coinvolti, si osserva che il moto di discesa è più sensibile in superficie che in profondità. In alcune rocce stratificate, con giacitura a reggipoggio oppure a franapoggio più inclinata del versante, si possono verificare incurvamenti, verso il basso, di pacchi di strati più o meno disgregati, con forme dette a “uncino” (Castiglioni, 1979).

Le evidenze morfologiche caratteristiche di questi fenomeni sono analoghe a quelle del soliflusso: lobi, terrazzetti, alberi inclinati e/o ricurvi alla base, increspature, avvallamenti, manufatti inclinati rispetto alla verticale e/o danneggiati. Inoltre, dato che le velocità con cui si sviluppa un soil creep sono molto basse (qualche millimetro ad alcuni centimetri per anno), non si hanno ripercussioni gravi alla scala del tempo umana.



*Figura 20 – Esempio schematico di versante interessato da soil creep. In evidenza alcune manifestazioni del fenomeno, come l’incurvatura alla base degli alberi e piccoli pali inclinati (da APAT, 2006 modificato).*

## 2.1.5 Velocità dei fenomeni franosi

Riguardo la velocità di sviluppo di un movimento franoso, Varnes (1978) propose una scala per la classificazione della stessa, costituita da sette livelli di intensità caratterizzati ciascuno da determinati range, da metri al secondo a millimetri per anno, definendo fenomeni da estremamente rapidi a estremamente lenti. Successivamente, la stessa scala, fu modificata in Cruden & Varnes (1996), ridefinendo i limiti precedentemente stabiliti, in modo da considerare incrementi multipli di 100. Tale rielaborazione comprende un intervallo di 10 ordini di grandezza ed è associata ad una scala dei danni analoga a quella di Mercalli per i terremoti.

Classe	Descrizione	Velocità tipica	Velocità (m/s)	Danni osservabili
7	Estremamente rapida	$> 5 \text{ m/s}$	5	Catastrofe di eccezionale violenza. Edifici distrutti per l'impatto del materiale spostato. Molti morti. Fuga impossibile
6	Molto rapida	$> 3 \text{ m/min}$	$5 \cdot 10^{-2}$	Perdita di alcune vite umane. Velocità troppo elevata per permettere l'evacuazione delle persone.
5	Rapida	$> 1,8 \text{ m/hr}$	$5 \cdot 10^{-4}$	Evacuazione possibile. Distruzione di strutture, immobili ed installazioni permanenti.
4	Moderata	$> 13 \text{ m/mese}$	$5 \cdot 10^{-6}$	Alcune strutture temporanee o poco danneggiabili possono essere mantenute
3	Lenta	$> 1,6 \text{ m/anno}$	$5 \cdot 10^{-8}$	Possibilità di intraprendere lavori di rinforzo e restauro durante il movimento. Le strutture meno danneggiabili possono essere mantenute con frequenti lavori di rinforzo se il movimento totale non è troppo grande durante una particolare fase di accelerazione.
2	Molto lenta	$> 16 \text{ mm/anno}$	$5 \cdot 10^{-10}$	Alcune strutture permanenti possono non essere danneggiate dal movimento.
1	Estremamente lenta	$< 16 \text{ mm/anno}$		Impercettibile senza strumenti di monitoraggio. Costruzione di edifici possibile con precauzioni.

*Tabella 3 – Classi di velocità delle frane secondo Cruden & Varnes (1996). In evidenza le classi di velocità oggetto del presente studio.*

Cruden & Varnes (1996), inoltre, considerano che una stima approssimata della velocità può essere ottenuta dalla tipologia del fenomeno e dal suo stato di attività. Solitamente, infatti, la relazione fra tipo di movimento e velocità è abbastanza evidente: una colata di detrito a rapida

evoluzione o un crollo di roccia in genere sono molto rapidi o estremamente rapidi, mentre una colata di terra è di solito lenta o molto lenta. Inoltre, rispetto allo stato di attività, un movimento di neoformazione (frana di prima generazione) in genere è più veloce della riattivazione di uno scivolamento pre-esistente, in quanto nel primo caso siamo in presenza di un materiale a rottura *fragile* mentre nel secondo a comportamento *duttile*, ciò in virtù del fatto che la resistenza al taglio è prossima o corrispondente ai valori residui.

Nell'ambito del presente lavoro di tesi sono stati presi in considerazione tutti quei movimenti in terreni flyschoidi, con cinematismo tipo scorrimento (rotazionale e traslativo), colata o complesso, e con velocità comprese tra la classe estremamente lenta a moderata.

Tipologia di movimento	Classi di velocità						
	1	2	3	4	5	6	7
Crollo							
Ribaltamento							
Scivolamento di roccia (neoformazione)							
Scivolamento di roccia (riattivazione)							
Scivolamento di detrito							
Scivolamento di terra (neoformazione)							
Scivolamento di terra (riattivazione)							
Espansione laterale in roccia							
Espansione laterale di roccia su livello duttile							
Espansione laterale per liquefazione							
Colamento in roccia							
Colamento di detrito							
Colamento di terra coesiva (neoformazione)							
Colamento di terra coesiva (riattivazione)							

*Tabella 4 – Velocità delle frane (riferita alla classi proposte da Cruden & Varnes, 1996) in base alla tipologia del movimento, al materiale coinvolto e allo stato di attività.*

## 2.1.6 Caratteristiche morfologiche e geometriche di una frana

Uno degli aspetti più importanti che riguarda il tema dei movimenti di massa, è la nomenclatura delle varie parti che compongono una frana. Per descrivere correttamente simili fenomeni, e agevolare lo scambio di informazioni tra gruppi di lavoro operanti in paesi diversi, è necessario utilizzare termini precisi, di utilizzo scientifico corrente. Varnes, nel 1978, propose un diagramma idealizzato, illustrante le caratteristiche di un movimento complesso del tipo *scorrimento rotazionale – colata*. Nel 1990, la commissione tecnico-scientifica per lo studio dei movimenti franosi della *International Association of Engineering Geologists (IAEG)*, produsse un nuovo diagramma schematico, nel quale le varie parti venivano identificate da numeri, ma che in sostanza richiamavano dal punto di vista terminologico le descrizioni delineate in Varnes (1978). La terminologia proposta, sebbene riferita ad un sistema franoso complesso (scorrimento-colata), può essere utilizzata adattandola a tutte le altre categorie di frana. Fondamentalmente, osservando lo schema di un movimento franoso, è possibile distinguere: una *zona di scorrimento o distacco*, nella quale il materiale mobilizzato si trova a quote inferiori rispetto a quelle dell'originaria superficie del versante e una *zona di accumulo*, nella quale il materiale mobilizzato può trovarsi ad una quota superiore rispetto a quella della superficie originaria del versante. Il materiale mobilizzato rappresenta la massa che si è spostata rispetto alla propria posizione originaria e si è deposta più a valle. Tale materiale viene suddiviso in *corpo principale* e in *piede della frana*.

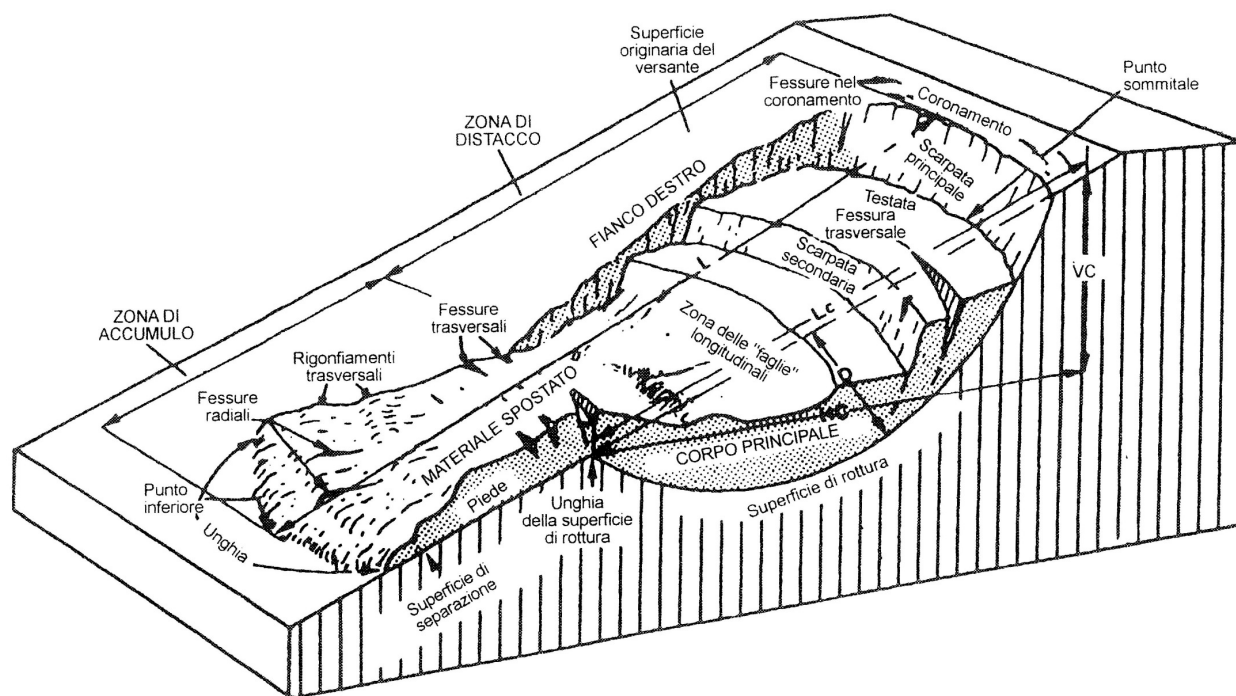


Figura 21 – Scorrimento rotazionale – colata di terra. Il modello schematico mette in evidenza la forma arcuata della superficie di rottura, la disarticolazione in diversi blocchi del corpo di frana, la formazione di aree in contropendenza con possibili ristagni d'acqua. Si osserva, inoltre, che la massa dislocata si muove oltre la superficie di rottura, sovrapponendosi alla sottostante superficie di terreno originaria, generando il piede della frana. In questo settore si possono verificare rigonfiamenti e avvallamenti disposti trasversalmente, dovuti allo sviluppo di sforzi compressivi. Nello stesso settore, per la mancanza di contenimento laterale, il corpo di frana tende ad allargarsi, producendo le caratteristiche fessurazioni radiali (da Varnes, 1978).

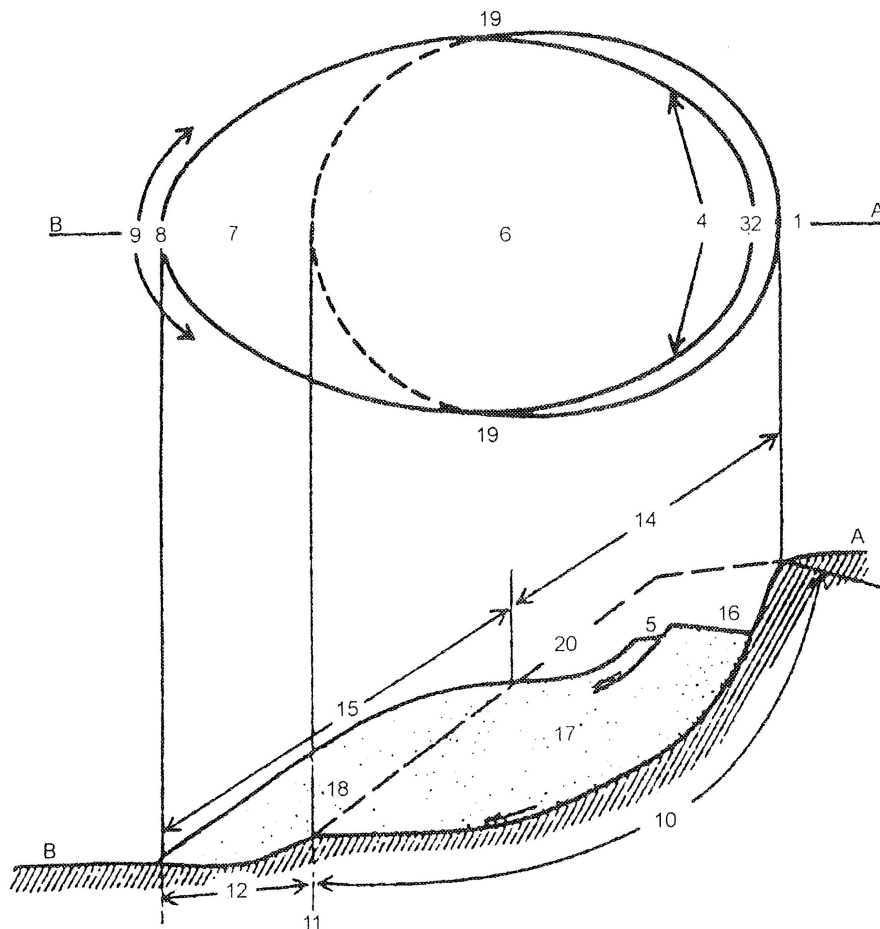


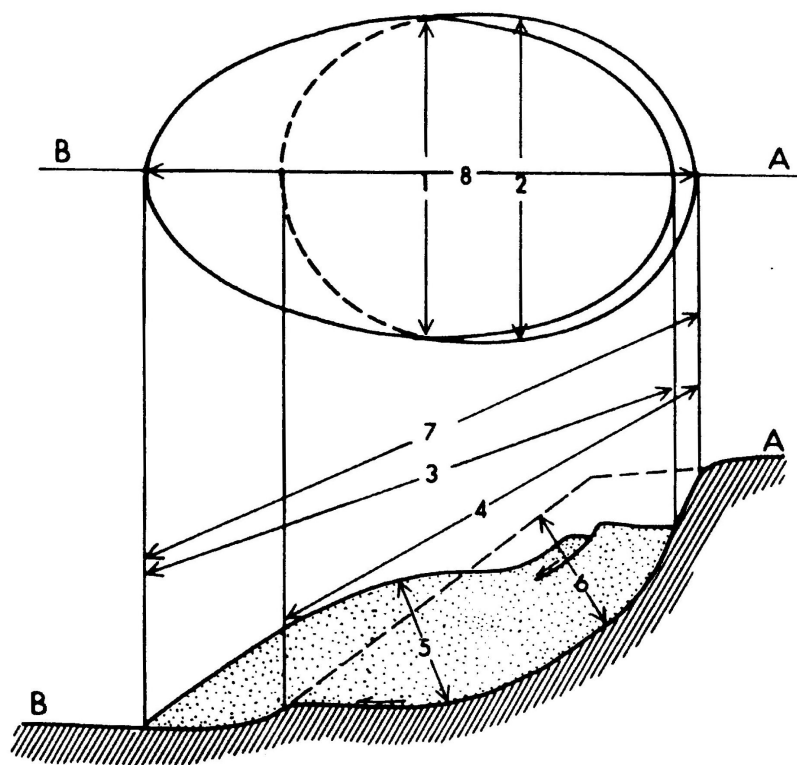
Figura 22 – Principali caratteristiche morfologiche del corpo frana (da IAEG, Commissione sulle frane, 1990).

Con riferimento alla figura 22, vengono elencate e descritte di seguito le principali caratteristiche morfologiche del corpo di una frana, come indicato nel 1990 dalla IAEG, commissione internazionale sulle frane:

1. *Coronamento* – Materiale in posto lungo la sommità della scarpata principale;
2. *Scarpata principale* – Superficie ripida creatasi all'estremo superiore del movimento a seguito dell'allontanamento del materiale di frana dal materiale in posto;
3. *Punto sommitale* – Punto più alto di contatto fra materiale spostato e scarpata principale;
4. *Testata* – Parti più elevate della frana lungo il contatto tra materiale e scarpata principale;
5. *Scarpata secondaria* – Superficie ripida all'interno del materiale in frana dovuta a movimenti differenziali all'interno della massa in frana;
6. *Corpo principale* – Materiale di frana che ricopre la superficie di rottura tra la scarpata principale e l'estremo inferiore della superficie di rottura (unghia);
7. *Piede* – Materiale accumulatosi oltre l'unghia di frana;
8. *Punto inferiore* – Punto appartenente all'unghia situato alla massima distanza dal punto sommitale della frana;
9. *Unghia della frana* – Margine di valle del materiale accumulatosi oltre l'unghia di frana;
10. *Superficie di rottura* – Limite del materiale in frana al di sotto della superficie del terreno (superficie di scivolamento);

11. *Unghia della superficie di rottura* – Intersezione (quasi sempre sepolta) tra la parte inferiore della superficie di rottura e la superficie originaria del terreno;
12. *Superficie di separazione* – Superficie di terreno ricoperta dal piede della frana;
13. *Materiale spostato (franato)* – Materiale che ha subito spostamenti lungo il pendio;
14. *Zona di distacco* – Area di frana a quota inferiore della quota originaria del pendio;
15. *Zona di accumulo* – Area di frana a quota superiore della quota originaria del pendio;
16. *Distacco* – Volume delimitato dalla scarpata principale (2) dalla massa distaccata (17) e dalla superficie originaria del pendio (20);
17. *Massa distaccata* – Volume di terreno in frana a quota inferiore del pendio originale;
18. *Accumulo* – Volume di terreno in frana a quota superiore del pendio originale;
19. *Fianco (destro o sinistro)* – Materiale in posto che confina lateralmente con la superficie di rottura (destro e sinistro visti con le spalle a monte);
20. *Superficie originaria del terreno* – Superficie del terreno prima dell'evento franoso;

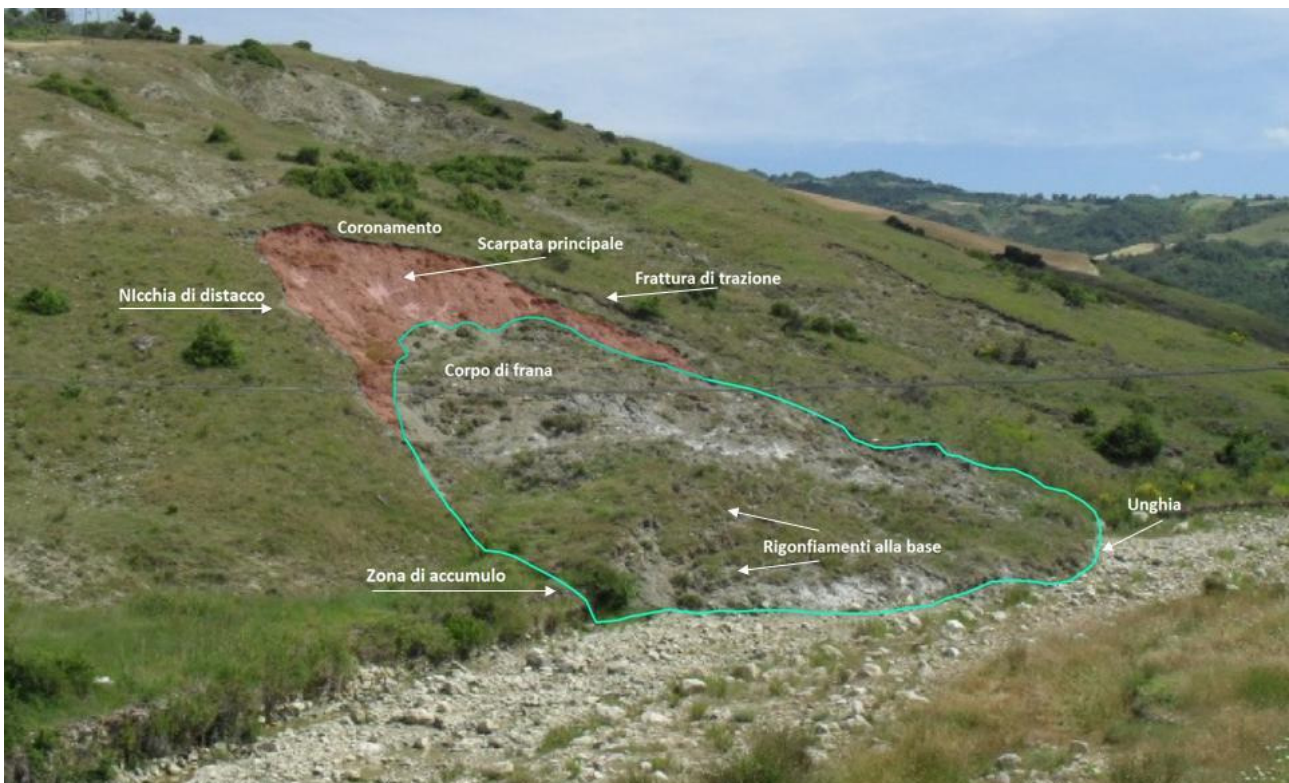
Sempre la Commissione IAEG ha delineato le caratteristiche geometriche del corpo di frana, come indicato nello schema in figura 23, e ha fornito le indicazioni per poter pervenire al calcolo della massa mobilitata. Nella fattispecie, vengono proposti parametri per la caratterizzazione morfometrica separatamente per la massa spostata e la superficie di rottura (Wp/Wli, 1993; Canuti & Esu, 1995). Tali parametri, oltre a fornire gli elementi base per le stime dei volumi del materiale coinvolto, prima e dopo il movimento, consentono di evitare ogni ambiguità sul significato dei parametri morfometrici più comuni, quali lunghezza, larghezza e profondità della frana, che spesso sono definiti, in modo diverso da autori diversi.



*Figura 23 – Dimensioni e caratteristiche geometriche del corpo di frana (da IAEG, Commissione sulle frane, 1990)*



1. *Larghezza frana ( $W_d$ )* – Massima estensione della frana in direzione ortogonale alla lunghezza del materiale franato  $L_d$ ;
2. *Larghezza superficiale di rottura  $W_r$*  – Massima larghezza tra i fianchi misurata perpendicolarmente alla lunghezza della superficie di rottura  $L_r$ ;
3. *Lunghezza del materiale franato  $L_d$*  – Distanza minima fra il punto sommitale ed il punto inferiore;
4. *Lunghezza della superficie di rottura  $L_r$*  – Distanza minima tra l'unghia di frana ed il coronamento;
5. *Spessore della massa franata  $D_d$*  – Spessore massimo del corpo di frana misurato perpendicolarmente al piano che contiene  $W_d$  e  $L_d$ ;
6. *Profondità della superficie di rottura  $D_r$*  – Profondità massima della superficie di rottura rispetto alla superficie originaria del terreno, misurata perpendicolarmente al piano contenente  $W_r$  e  $L_r$ ;
7. *Lunghezza totale  $L$*  – Distanza tra il punto inferiore ed il coronamento;
8. *Lunghezza della linea di centro  $L_{cl}$*  – Distanza tra il punto inferiore ed il coronamento passante per punti di superficie originaria del terreno equidistanti dai margini laterali;



*Figura 24 – Fenomeno franoso di tipo scorrimento rotazionale in argille, lungo la sponda del fiume Trigno, in Molise. Nell'immagine sono stati evidenziati i principali caratteri geometrici del dissesto. L'area in rosso mostra la scarpata principale, mentre il perimetro azzurro delimita la massa spostata a seguito delle evento franoso.*

## **2.1.7 Attività**

Con l'espressione "attività delle frane" si considera il raggruppamento di tre termini fondamentali, proposti da Varnes (1978), relativi alle caratteristiche principali dei movimenti e impiegati per delineare l'età e la modalità di sviluppo nel tempo e nello spazio dei fenomeni franosi. In particolare essi sono: stato, distribuzione e stile di attività. Le fonti di informazione, sulla cui base vengono definite le suddette caratteristiche, sono molteplici e di diversa natura. Fondamentalmente, possono essere così sintetizzate ed elencate:

- evidenze e indicatori cinematici visibili sul terreno per mezzo di attività di campo, analisi aerofotogrammetrica e telerilevamento;
- monitoraggio di tipo geodetico (topografia tradizionale, GPS) o con strumentazioni di tipo geotecnico;
- informazioni bibliografiche, cartografia geotematica, testimonianza e ricerche di tipo archivistico;

Nei paragrafi successivi verranno dettagliate le informazioni riguardo i termini fondamentali delle attività dei fenomeni franosi.

### **2.1.7.1 Stato di attività**

Lo stato di attività fornisce, attraverso informazioni di carattere geomorfologico, dendrogeomorfologico e storico, le informazioni relative all'evoluzione temporale di un fenomeno franoso. A riguardo, la terminologia adottata nella sua descrizione è basata sulle raccomandazioni del WP/WLI (Working Party for World Landslides Inventory) e sulle indicazioni riportate nella versione di Cruden & Varnes (1996). Gli stati di attività delle frane possono essere descritti con i seguenti termini:

- *Attivo* – Frana in cui si riscontra il movimento all'atto del rilievo; la definizione si riferisce sia alle prime attivazioni che ai movimenti secondari. Nel caso di aree soggette a crolli, ribaltamenti e sprofondamenti diffusi, il termine attivo potrà essere utilizzato qualora sia alta la frequenza temporale dei singoli fenomeni su tutta l'area;
- *Riattivato* – è un movimento di nuovo attivo dopo un certo periodo di inattività superiore all'ultimo ciclo stagionale; le frane senza una ben documentata storia di precedenti movimenti vengono generalmente classificate come attive;
- *Sospeso* – una frana che è stata attiva durante l'ultimo ciclo stagionale ma che all'atto del rilevamento non risulta in movimento;

Se l'ultima fase di attività risale a prima dell'ultimo ciclo stagionale, la frana è da definirsi *inattiva*. In quest'ultimo caso, gli stati di attività possono essere suddivisi ulteriormente in:

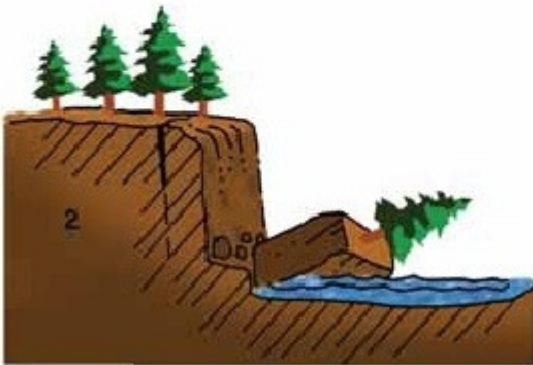
- *Quiescente* – frane per le quali è dimostrata l'assenza di movimento oltre l'ultimo ciclo stagionale, ma per le quali permane la causa del movimento, e, quindi, può essere riattivata;
- *Naturalmente stabilizzata* – qualora non si ritiene possibile una sua riattivazione, in quanto protetta da fattori naturali;
- *Artificialmente stabilizzata* – fenomeno franoso per cui non si ritiene possibile una sua riattivazione, in quanto protetto con misure antropiche di stabilizzazione;
- *Relitta* – frana originatasi in condizioni geomorfologiche o climatiche considerevolmente diverse dalle attuali, di cui si ritiene impossibile una sua riattivazione per opera di quelle o altre cause;



Cruden & Varnes (1996) illustrarono i vari stati di attività usando come esempio un fenomeno franoso idealizzato di tipo ribaltamento (fig. 25).



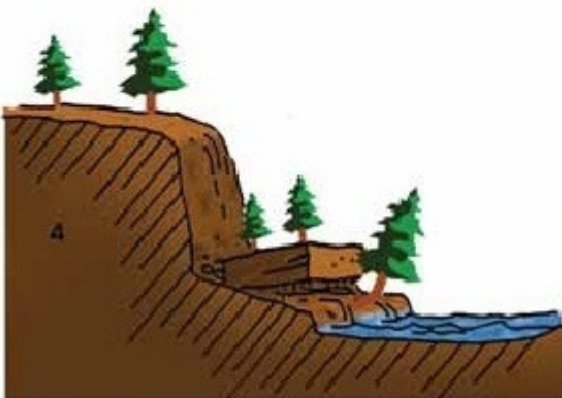
- 1) **Attivo** – lo scalzamento fluviale alla base del versante causa il ribaltamento di un blocco;



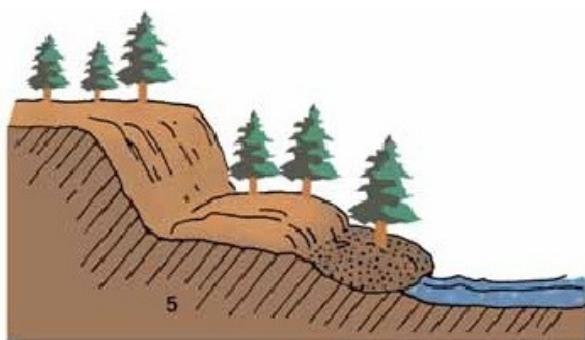
- 2) **Sospeso** – durante lo stesso ciclo stagionale si verificano fratture di trazione alla sommità della parete;



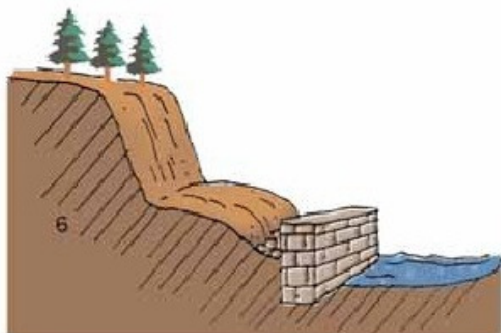
- 3) **Riattivato** – un altro blocco ribalta, disturbando il materiale precedentemente spostato;



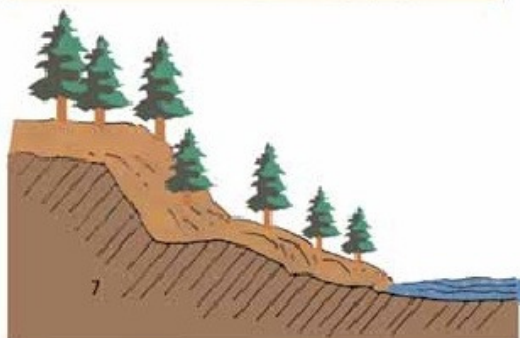
- 4) **Quiescente** – il materiale spostato riprende la sua copertura vegetale, le scarpate sono modificate dalla degradazione meteorica;



- 5) **Naturalmente stabilizzato** – la deposizione fluviale protegge il piede del versante mentre la scarpata riprende la sua copertura vegetale;



- 6) **Artificialmente stabilizzato** – opere antropiche proteggono il piede del pendio;



- 7) **Relitto** – il fiume abbandona il piede del versante e una copertura vegetale uniforme si stabilisce;

Figura 25 – Illustrazione schematica dei vari stati di attività delle frane attraverso l'impiego di un esempio di dissesto di tipo ribaltamento (da APAT, 2006).

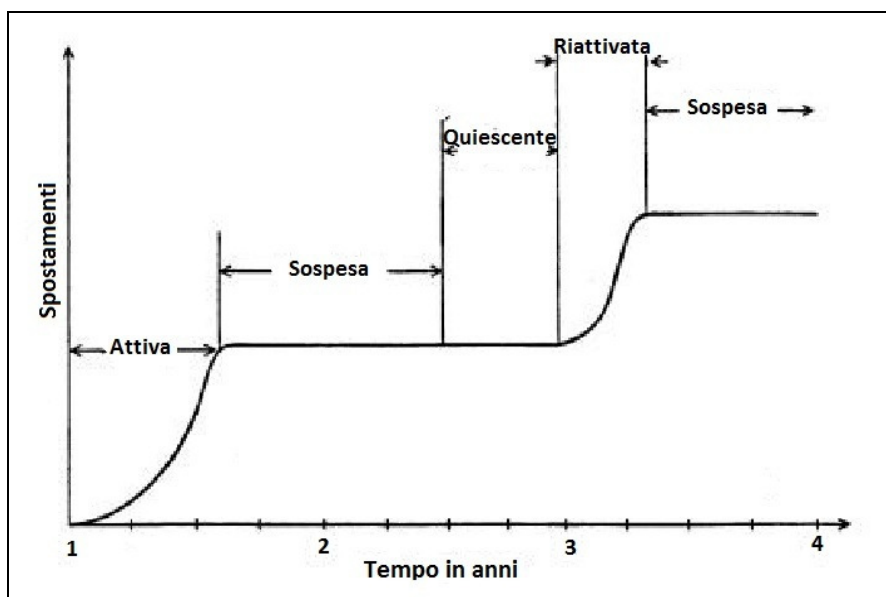


Figura 26 – Grafico illustrante gli spostamenti di una frana in differenti stati di attività (da Cruden & Varnes, 1996)

### 2.1.7.2 Distribuzione dell'attività

La distribuzione dell'attività è un parametro che permette di definire l'evoluzione del dissesto in termini spaziali indicando la direzione verso la quale procede la frana e gli stadi successivi caratterizzanti il movimento. Varnes (1978) definì alcuni termini al fine di indicare le diverse distribuzioni di attività in una frana. Nella fattispecie, le definizioni conosciute ed impiegate nella nomenclatura internazionale sono le seguenti:

- *In avanzamento* – la superficie di scorrimento si estende nella direzione del movimento, con superfici multiple o successive o per semplice avanzamento del piede della frana;
- *Retrogressivo* – quando la superficie di rottura si estende in senso opposto a quello del movimento; implica l'arretramento della scarpata principale;
- *Multi-direzionale* – quando la superficie di rottura si estende in una o più direzioni apportando progressivamente materiale alla massa in movimento;
- *In diminuzione* – nel momento in cui il materiale coinvolto in una frana attiva diminuisce di volume nel tempo, indipendentemente dalle cause che comportano tale diminuzione;
- *Confinato* – movimento in cui è presente una scarpata principale, ma in cui non è visibile la superficie di scorrimento al piede della massa spostata, che può trasformarsi in semplice rigonfiamento;
- *In allargamento* – se la superficie di rottura si estende su uno o entrambi i margini laterali della frana;

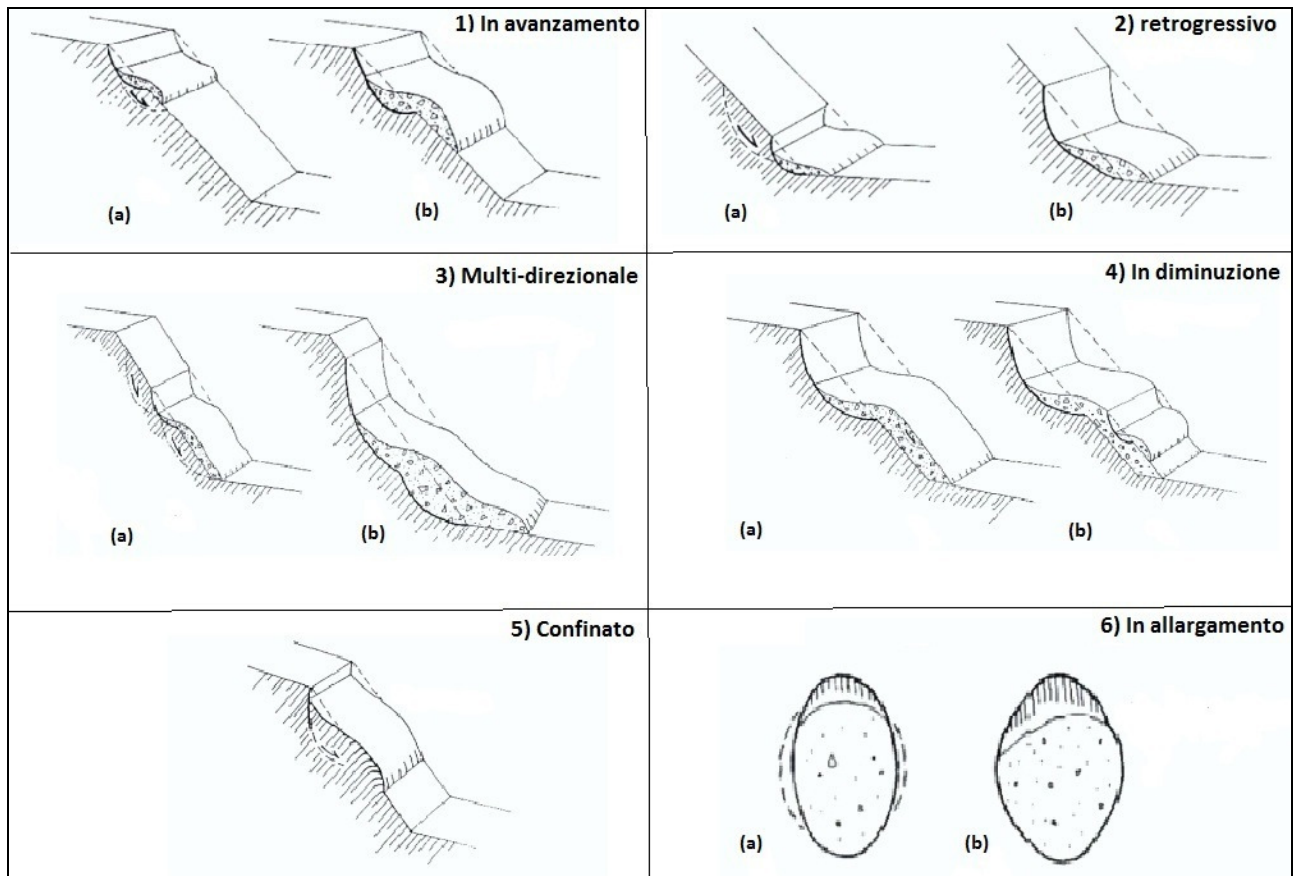


Figura 27 – Esempio schematico di frane con diverse distribuzione di attività. Per ciascun caso sono indicati con la lettera (a) e (b) le fasi antecedenti e successive al movimento (da WP/WLI, 1993)

### 2.1.7.3 Stile di attività

Con il termine stile di attività si suol indicare il modo con cui diversi meccanismi di movimento contribuiscono allo sviluppo del medesimo evento franoso. Secondo Varnes (1978), e come successivamente riportato nel glossario internazionale per le frane, i movimenti franosi in funzione degli stili di attività possono essere riconosciuti con i seguenti termini e le relative definizioni:

- *Singolo* – fenomeno che consiste in un singolo movimento del materiale spostato, spesso costituito da un unico blocco relativamente intatto;
- *Complesso* - se il dissesto è caratterizzato dalla combinazione, in sequenza temporale, di due o più tipi di movimento (crollo, ribaltamento, scivolamento, espansione, colamento);
- *Composito* – quando è caratterizzato dalla combinazione di due o più tipi di movimento (crollo, ribaltamento, scivolamento, espansione, colamento) simultaneamente in parti diverse della massa spostata;
- *Successivo* - fenomeno caratterizzato da un movimento dello stesso tipo di un fenomeno precedente e adiacente, in cui le masse spostate e le superfici di rottura si mantengono ben distinte;
- *Multiplo* - molteplice ripetizione dello stesso tipo di movimento, che causa un ampliamento della superficie di rottura. La nuova massa spostata è in contatto con la massa spostata precedentemente e spesso condivide con essa la superficie di rottura;

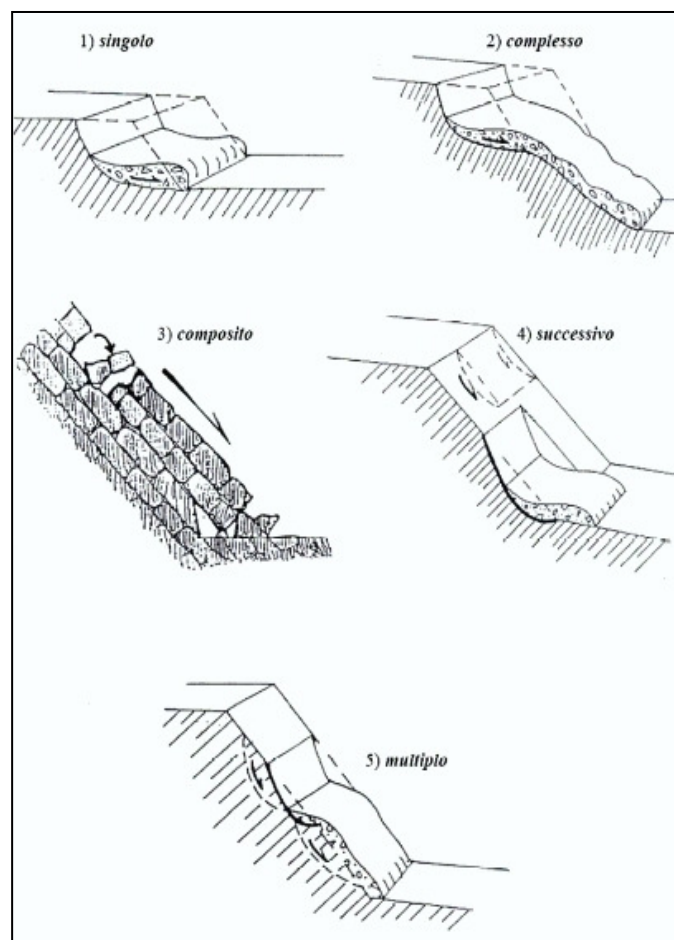


Figura 28 – Frane con diverso stile di attività (da WP/WLI, 1993)

## 2.2 Suscettibilità da frana e analisi del rischio

### 2.2.1 Generalità e definizioni

Il territorio nazionale si caratterizza per un'ampia distribuzione di fenomeni franosi che, alla luce di ciò, rappresentano uno dei pericoli naturali più diffusi in Italia. Inoltre, nel corso degli anni, a seguito della continua espansione antropica del territorio, la franosità ha assunto un'importanza sempre più crescente sino a divenire uno dei maggiori rischi per la popolazione. A tal proposito, appare certamente di rilievo la valutazione della pericolosità connessa all'instabilità dei versanti, al fine di prevenire tali fenomeni e mitigarne gli effetti.

Quando si parla di pericolosità e rischio si fa convenzionalmente riferimento ai loro significati così come definiti dall'UNESCO, che fin dal 1976 ha promosso la costituzione di una "Commissione Frane", presso la IAEG (International Association of Engineering Geology). Dal punto di vista concettuale, si definisce "*rischio (R)*" il valore atteso delle perdite (vite umane, feriti, danni alle proprietà e alle attività economiche) dovute all'accadimento di un particolare fenomeno naturale potenzialmente distruttivo. Esso è ottenuto dal prodotto della "*pericolosità (H)*" per la "*vulnerabilità (V)*" per gli "*elementi a rischio (E)*", e può essere espresso semplicemente attraverso la seguente formula, nota come "*equazione del rischio*":

$$R = H \times V \times E$$

Esaminando nel dettaglio le varie componenti dell'equazione del rischio, è opportuno delineare per ciascun termine le seguenti definizioni:

- *Pericolosità o Hazard (H)* – è la probabilità che un fenomeno di instabilità potenzialmente distruttivo si verifichi in un determinato intervallo di tempo ed in una certa area con una certa intensità. La sua determinazione si basa sulla valutazione della probabilità sia in termini spaziali (analisi di suscettibilità) che in termini temporali (analisi di frequenza).
- *Elementi a rischio (E)* – sono gli elementi più comuni che possono essere soggetti al rischio d'occorrenza di un fenomeno distruttivo, come: popolazione, attività economiche, proprietà, servizi pubblici e beni ambientali. Gli elementi a rischio si quantificano in termini relativi (valore venale) o assoluti (numero di persone, di edifici, di strade, ecc).
- *Vulnerabilità (V)* – è il grado di perdita prodotto su un certo elemento o gruppo di elementi a rischio, risultante dal verificarsi di un fenomeno di instabilità di una data intensità. Il suo valore varia da 0 % (nessuna perdita) a 100 % (perdita totale). La determinazione della vulnerabilità prevede di analizzare le interazioni tra il fenomeno e l'elemento a rischio per arrivare a definire il grado di danno; essa dipende dunque dal tipo di elemento a rischio e dall'intensità del fenomeno (Tanzini, 2001). La vulnerabilità della vita umana, direttamente proporzionale alla densità di popolazione dell'area esposta a rischio, è definita "vulnerabilità sociale". La vulnerabilità di beni (strutture, infrastrutture, reti di servizio, strutture di interesse strategico, ecc), basata usualmente sulla stima del grado di danno in funzione dell'intensità del fenomeno, è definita "vulnerabilità fisica". Infine, quando la vulnerabilità è riferita generalmente alle attività economiche, si definisce "vulnerabilità economica".

Spesso si può ricorrere a delle sintesi parziali delle informazioni valutando anziché il rischio totale (*R*), il cosiddetto "*rischio specifico (Rs)*". Esso consiste nel grado di perdita atteso per una singola categoria di elementi a rischio in conseguenza di un particolare fenomeno naturale, dotato di una certa intensità.



## **2.2.2 Suscettibilità da frana**

Focalizzando l'attenzione sulle definizioni proposte dalla comunità scientifica internazionale, c'è da considerare che le azioni volte alla definizione del rischio si basano essenzialmente sulla duplice determinazione delle caratteristiche dei fenomeni franosi e degli elementi a rischio. Generalmente, la valutazione del parametro (E) presuppone una conoscenza approfondita ed aggiornata degli elementi antropici sull'area di analisi, mentre la caratterizzazione dei fenomeni franosi, finalizzata alla definizione della pericolosità (H), richiede accurate indagini ed elaborazioni atte a fornire indicazioni sulla modalità ed occorrenza degli eventi calamitosi. Più precisamente, la valutazione completa della pericolosità presuppone il dare delle valide risposte alle seguenti tipologie di previsione:

- *Previsione tipologica* – quale tipologia di evento si manifesterà;
- *Previsione spaziale* – il delineamento dei contesti areali entro cui è possibile il verificarsi di fenomeni franosi;
- *Previsione temporale* - quando presumibilmente si verificherà il movimento;
- *Previsione dell'intensità* – qual è il grado di instabilità e con che velocità e dimensioni si manifesterà la frana;
- *Previsione dell'evoluzione* – quale sarà la distanza di propagazione e i limiti di regressione o d'espansione laterale prevedibile;

La valutazione della pericolosità, quindi, si basa essenzialmente sulla definizione del come, del dove e del quando accadrà il fenomeno franoso, tuttavia ciò risulta molto spesso difficile sulla base dei seguenti motivi:

- complessità del fenomeno fisico;
- natura discontinua e puntuale dell'evento stesso;
- difficoltà nell'identificare e nel correlare le varie cause sia predisponenti che determinanti;
- mancanza o scarsità di dati storici sulla frequenza di questi fenomeni.

In particolare, la valutazione della pericolosità da frana è possibile solo a seguito di accurate indagini che pongono in relazione l'intensità dell'evento franoso con la sua periodicità. Sulla base di queste considerazioni, valide anche per il territorio dell'alta valle del fiume Sele, ci si è limitati nell'ambito del presente studio unicamente alla valutazione della "suscettibilità", ovvero la previsione spaziale, tipologica ed evolutiva del fenomeno franoso.

Data l'importanza del tema sia per la comunità scientifica che per i numerosi professionisti che operano nell'ambito della gestione e pianificazione territoriale, negli ultimi decenni sono stati svolti numerosi studi indirizzati all'ideazione di nuovi e più accurati metodi per la valutazione della suscettibilità da frana. Dando uno sguardo generale al quadro delle conoscenze, in accordo con Aleotti & Chowdhury (1999) e Van Westen et alii (1997), è possibile distinguere i vari metodi in due gruppi principali: qualitativi e quantitativi. I primi si basano principalmente su dati geologici e geomorfologici e soprattutto sull'interpretazione "soggettiva" del geologo operante nella valutazione. A questo primo gruppo si associano la redazione di carte inventario dei fenomeni franosi e i metodi euristici. Per quanto riguarda i metodi quantitativi, essi si basano sulla ricerca dell'espressione numerica delle relazioni che legano i fattori predisponenti e i fenomeni franosi. A questa categoria appartengono i metodi statistici e i metodi deterministici.

La redazione delle carte inventario dei fenomeni franosi avviene in genere attraverso l'integrazione di dati derivanti da analisi foto-interpretative e fonti storiche riportando informazioni relative alla tipologia di frana e al tipo di attività. Possono essere impiegate per la valutazione della densità dei fenomeni franosi o la percentuale di area in frana per ogni unità geologica. Le carte della suscettibilità redatte con questo metodo sono documenti di rapida esecuzione ma hanno un limite legato alla soggettività (Di Crescenzo et alii, 2008). Inoltre, una classificazione più completa, dal momento che la sola carta inventario delle frane non fornisce alcuna informazione sulle frane

che potrebbero verificarsi su versanti privi di tangibili segni di precedenti movimenti, necessita anche altri di elementi come gli indicatori geomorfologici, che possano rappresentare indizi precursori di movimenti, e i caratteri fisici incidenti sulle condizioni di stabilità dei versanti, quali caratteri litologici, clivometrici e giacitureali nonché caratteri relativi alle coperture detritiche superficiali (Canuti & Casagli, 1996). A tal proposito, i metodi euristici permettono la valutazione della suscettibilità da frana utilizzando una serie di fattori di franosità. Per ciascuno di questi fattori viene attribuito un peso in funzione della propria incidenza sulla stabilità dei versanti e l'elaborato finale si ottiene attraverso la sovrapposizione delle diverse produzioni tematiche ottenute in precedenza. Tra i vantaggi di questa metodologia vi è senz'altro la possibilità di gestione ed elaborazione a diversa scala dei dati attraverso un GIS, mentre uno svantaggio è certamente la soggettività con la quale vengono assegnati i valori (pesi) ai vari fattori incidenti sulla franosità considerati.

L'approccio deterministico viene impiegato di solito per piccole aree alla scala di dettaglio e prevede il calcolo di valori quantitativi della stabilità, di solito espressi in termini di fattori di sicurezza, valutati mediante analisi di stabilità all'equilibrio limite. Alla luce di ciò, si può facilmente comprendere che uno degli svantaggi di questo metodo risiede nella difficoltà di acquisizione dei parametri geotecnici e idraulici su vasta scala. Tra i metodi deterministici più impiegati si ricordano il modello "Shalstab" (Montgomery & Dietrich, 1994) e il modello SINMAP (Pack *et alii*, 1998).

I metodi statistici (bivariati e multivariati), si basano su opportuni algoritmi indirizzati alla valutazione della combinazione di fattori che hanno condotto in passato all'innescio di frane. Attraverso ciò si perviene ad una previsione "quantitativa" della probabilità che si verifichino frane in aree prive di fenomeni franosi, ma con caratteristiche analoghe (litologia, pendenza, ecc.) ad altre già interessate da simili eventi. Tale metodologia garantisce un minore grado di soggettività rispetto ai metodi euristici e permette di ottenere previsioni alla scala di bacino. Nell'analisi statistica bivariata ogni fattore di franosità viene confrontato con la carta inventario, tralasciando la possibilità che gli stessi fattori possano avere una reciproca correlazione significativa. Ciò non avviene con l'analisi statistica multivariata nella quale la reciproca influenza dei fattori viene considerata, e si basa su modelli matematici di regressione o discriminanti. Le equazioni impiegate, talvolta, possono essere adottate per la valutazione della suscettibilità in aree differenti, ottenendo risultati accettabili.

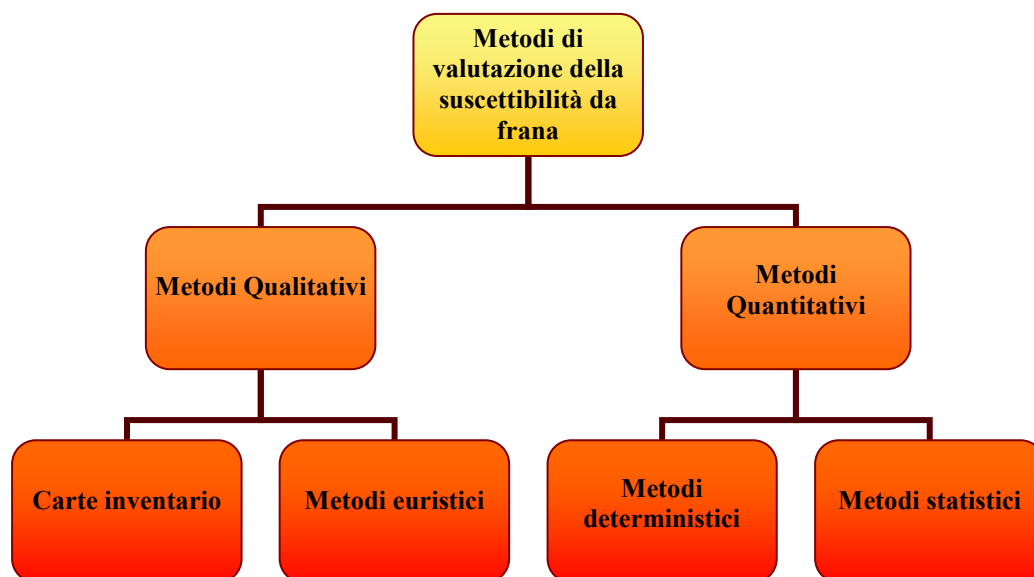


Figura 29 – Diagramma di flusso illustrante i diversi metodi di valutazione della suscettibilità da frana

### **2.2.3. Classificazione, prevenzione e mitigazione del rischio**

Come definito in precedenza, il rischio (R) si esprime come il danno atteso a seguito dell'accadimento di una calamità naturale, come le frane. Tale parametro quindi, non tiene in considerazione solo la probabilità che possa avvenire un determinato evento, in un certo contesto e con una certa intensità, ma considera anche l'importanza dei diversi elementi a rischio, come vite umane, infrastrutture e attività economiche. La sua valutazione è possibile attraverso il prodotto tra la pericolosità (H) e il “*danno potenziale (D)*”. Quest'ultimo esprime l'entità dei danni conseguenti il verificarsi di un determinato fenomeno franoso, ed è dato dal prodotto tra il valore degli elementi a rischio (E) e la loro vulnerabilità (V). Quando il valore del rischio risulta compatibile con il quadro sociale, economico e culturale del territorio, si definisce *rischio accettabile*. Laddove però il rischio supera le soglie socialmente accettabili è necessario provvedere all'attuazione di interventi di prevenzione e misure di salvaguardia. Con il termine “prevenzione”, si intende una serie di attività volte ad evitare o ridurre al minimo la possibilità che si verifichino danni conseguenti agli eventi franosi. In un quadro simile, sono previste una serie di operazioni indirizzate allo studio e alla determinazione delle cause dei fenomeni calamitosi, all'identificazione dei rischi e all'individuazione delle zone del territorio soggette ai rischi.

Secondo quanto indicato nel panorama legislativo italiano, ed in particolar nel D.P.C.M. del 29/9/1998, i diversi gradi di rischio si determinano attraverso una matrice nella quale vengono posti in relazione le classi di pericolosità con le classi degli elementi a rischio. Da tale intersezione, si ottengono le seguenti quattro classi di rischio a gravosità crescente :

- *Rischio moderato (R1)* – per il quale i danni sociali, economici e al patrimonio ambientale sono marginali;
- *Rischio medio (R2)* – per il quale sono possibili danni minori agli edifici, alle infrastrutture e al patrimonio ambientale, che non pregiudicano l'incolumità delle persone, l'agibilità degli edifici e la funzionalità delle attività economiche;
- *Rischio elevato (R3)* – per il quale sono possibili problemi per l'incolumità delle persone, danni funzionali agli edifici e alle infrastrutture con conseguente inagibilità degli stessi, la interruzione di funzionalità delle attività socioeconomiche e danni rilevanti al patrimonio ambientale;
- *Rischio molto elevato (R4)* – per il quale sono possibili la perdita di vite umane e lesioni gravi alle persone, danni gravi agli edifici, alle infrastrutture e al patrimonio ambientale, la distruzione di attività socioeconomiche.

La carta del rischio, ottenuta a seguito della suddivisione territoriale in aree omogenee e della relativa classificazione, fornisce un quadro attuale della situazione del rischio dell'area oggetto di analisi. Essa rappresenta inoltre un importante strumento, anche se non il solo, per determinare con un criterio oggettivo le misure più urgenti di prevenzione e la priorità degli interventi di mitigazione. Le attività di prevenzione devono essere programmate per tutte le zone in cui il rischio risulti socialmente non tollerabile con priorità assoluta per le zone ad elevato rischio. In genere, per un'adeguata difesa dalle frane, è possibile l'attuazione di due forme di mitigazione con interventi strutturali e non strutturali. Tali interventi, sono programmati nell'ambito dei Piani di Bacino, ai sensi della L.183/1989, e la valutazione della loro efficacia in termini di riduzione del rischio e la programmazione di eventuali interventi integrativi rientrano nell'ambito dei Piani di Previsione e Prevenzione provinciali, regionali e di bacino di interesse nazionale. Gli interventi strutturali, atti a ridurre la pericolosità, si effettuano sia intervenendo sulle cause predisponenti della franosità (per esempio mediante opere di bonifica e di sistemazione idrogeologica) sia intervenendo direttamente sui fenomeni franosi esistenti al fine di prevenire la loro riattivazione o limitare la loro evoluzione, mediante interventi di stabilizzazione. Quest'ultima può avvenire attraverso la riduzione delle forze destabilizzanti (es. sagomatura o gradonatura) o tramite



l'incremento di quelle resistenti (drenaggio, iniezioni di cemento, chiodature, gabbionate, muri di sostegno, ecc). Gli interventi non strutturali, invece, riducono il danno potenziale intervenendo sugli elementi a rischio o sulla loro vulnerabilità. Per ciò che concerne la riduzione del valore degli elementi a rischio, tale azione si esplica soprattutto in sede di pianificazione territoriale e di normativa, programmando azioni di interdizione o limitazione dell'espansione urbanistica in zone instabili, stabilendo l'evacuazione di aree instabili e il trasferimento dei centri abitati franosi. La riduzione della vulnerabilità invece, può avvenire mediante interventi di tipo tecnico o normativo che riguardino l'organizzazione sociale del territorio. Tale strategia si rivela particolarmente utile nei casi in cui il fenomeno franoso non sia individuabile o prevedibile con sufficiente precisione oppure nei casi in cui non sia fattibile un intervento di rilocalizzazione, per ragioni sia socio-economiche che culturali. In quest'ottica sono possibili una serie di azioni quali: 1) consolidamento degli edifici con conseguente riduzione dell'entità di danneggiamento dell'elemento interessato dalla frana, 2) installazione di misure di protezione quali reti o strutture paramassi (parapetti, gallerie, rilevati o trincee), in modo da determinare una riduzione della probabilità che l'elemento a rischio venga interessato dalla frana, senza tuttavia limitare la probabilità di occorrenza di questa, 3) messa a punto di sistemi di monitoraggio e di allarme, che consentano un adeguato preannuncio in modo da limitare la probabilità che la vita umana sia vulnerata dall'evento franoso, 4) organizzazione di piani di emergenza e di soccorso, al fine di limitare il più possibile i danni prodotti dalla frana.

## **2.3 Il rischio idrogeologico nel quadro normativo italiano**

Il rischio idrogeologico costituisce per il nostro Paese un problema di rilevante importanza, data soprattutto la complessità (geologica, geomorfologica, idrogeologica) con cui si articola il territorio, che proprio in virtù della sua natura variegata si presenta molto spesso predisposto all'incidenza di eventi, che il più delle volte costituiscono una forma di rischio quando la presenza dell'uomo, delle sue opere e delle sue attività non sono opportunamente e correttamente regolate da un'efficiente politica di gestione. Data l'importanza e la complessità, tale argomento è stato più volte oggetto di interesse in campo normativo, anche se spesso e purtroppo tale interesse è stato suscitato solo in seguito all'accadimento di eventi che hanno comportato gravi disagi e perdite per la popolazione. Dal punto di vista legislativo, dal secolo scorso ad oggi, sono state prodotte diverse norme, volte sia ad amplificare una cultura della previsione e della prevenzione, sia ad affrontare il problema nel miglior modo possibile durante le emergenze. Di seguito viene eseguito un breve excursus dei principali provvedimenti in materia di rischio idrogeologico, con particolare riferimento al problema "frane", adottati in ambito legislativo.

La legge n. 445 del 9 Luglio 1908 (modificata con legge n. 1464 del 27 Dicembre 1956), costituisce la prima norma organica in materia. Nella circostanza, vennero adottati nuovi "provvedimenti a favore della Basilicata e della Calabria", attraverso lo stanziamento di ingenti somme di danaro, e soprattutto provvedendo al "consolidamento di frane minaccianti abitati e al trasferimento di abitati in nuova sede".

Con la legge n. 3267 del 29 Dicembre 1923 (conosciuta anche come "decreto Serpieri"), inerente il "riordinamento e la riforma della legislazione in materia di boschi e di terreni montani", si aveva la prima organizzazione dell'amministrazione forestale statale. Questa legge, oltre ad individuare i criteri per definire le aree boscate, disciplinare gli interventi in ragione della funzione del bosco, introduce per la prima volta lo strumento del "vincolo idrogeologico" per tutelare le montagne dall'erosione.

Osservando il quadro normativo italiano, si ha in tempi più recenti la legge n. 183 del 18 Maggio 1989, "norme per il riassetto organizzativo e funzionale della difesa del suolo", integrata dalla legge 3 agosto 1990, n. 253. Tale norma regola gli interventi di difesa del suolo e istituisce, per i bacini idrografici di rilievo nazionale, l'Autorità di bacino, alla quale compete la pianificazione e la programmazione del territorio del bacino idrografico, inteso come ecosistema unitario, attraverso lo strumento del Piano di bacino. Successivamente, con il D.P.R. 7 gennaio 1992 si determinano i criteri di integrazione e di coordinamento tra le attività conoscitive dello Stato, delle autorità di bacino e delle regioni per la realizzazione dei piani di bacino di cui alla legge 183/89.

A valle degli eventi calamitosi che interessarono la zona di Sarno e Quindici tra il 5 e il 6 Maggio 1998, in cui diversi paesi furono invasi da colate di detrito alimentate da ininterrotte piogge, e dove persero la vita 160 persone, fu emanato il decreto n. 180 del 11 Giugno 1998 (noto anche come "decreto Sarno"), "Misure urgenti per la prevenzione del rischio idrogeologico ed a favore delle zone colpite da disastri franosi nella Regione Campania", convertito poi in legge n. 267 del 3 Agosto dello stesso anno. Emanata, in primo luogo, per la straordinaria necessità ed urgenza di disporre provvedimenti per le zone della Campania colpite dagli eventi, la legge dispone che, entro il 30 giugno 1999, le Autorità di bacino di rilievo nazionale e interregionale e le Regioni, ove le prime non siano presenti, adottino, qualora ciò non fosse già avvenuto in applicazione alla L. 183/89, Piani Stralcio di bacino per l'Assetto Idrogeologico. Il D.L. 180/98 con successive modifiche e il D.P.C.M. del 29 Settembre 1998, "atto di indirizzo e coordinamento per l'individuazione dei criteri relativi agli adempimenti di cui al D.L. n. 180/98", affrontano diversi aspetti normativi sia per quanto riguarda la metodologia da applicare sia per le misure di

salvaguardia da adottare. In particolare vengono definite quattro classi di rischio a gravosità crescente contrassegnate dalle sigle R1, R2, R3 ed R4.

Le ultime modifiche al D.L.180 sono introdotte dalla *legge n. 365 dell'11 Dicembre 2000*, convertita in legge con il *D.L. n. 279 del 12 Ottobre 2000* ("Decreto Soverato"), "*recante interventi urgenti per le aree a rischio idrogeologico molto elevato e in materia di protezione civile*". Anche questa norma fu emanata in un clima emergenziale dopo che, nella notte tra il 9 e il 10 settembre del 2000, una massa di acqua e fango travolse il camping "Le Giare", tra Soverato e Montepaone in Calabria, causando la morte di undici persone. Sostanzialmente con questa norma si aggiornavano nuovamente i termini stabilendo che entro il 30 Aprile 2001 si doveva provvedere all'adozione del Progetto di Piano per l'assetto Idrogeologico (P.A.I.), ed entro i successivi 6 mesi (30 Ottobre 2001), si dovevano predisporre ed adottare i Piani.

## *Capitolo 3*

### *Inquadramento regionale*

### 3.1 Evoluzione orogenica dell'Appennino meridionale

L' Appennino meridionale s'identifica come parte dell' articolata catena orogenica che costituisce la "spina dorsale" della penisola italiana. Tale segmento si presenta delimitato a nord dal settore appenninico centrale in corrispondenza della linea tettonica Ortona – Roccamonfina e a sud dall'arco calabro-peloritano presso il limite geologico all'altezza di Sanginetto - Tarsia nella Calabria settentrionale (Bonardi et alii, 2009). Esso costituisce una frazione del sistema di catene circum-mediterranee ed in particolare del corrugamento orogenico di cui fanno parte anche le Maghrebidi e le Dinaridi, e trova la sua complessità geologico - strutturale nella serie di eventi compressivi e distensivi che si sono avvicendati nel corso del Terziario in seguito alla convergenza tra la placca europea e quella africano - adriatica (Patacca e Scandone, 1989).

Il sistema tettonico che caratterizza l'attuale struttura dell'Appennino meridionale è di tipo duplex, in cui l'accavallamento di diverse coperture sedimentarie appartenenti ad antichi domini paleogeografici ha comportato un articolato sistema embricato di coltri di provenienza occidentale sovrapposte al complesso di unità carbonatiche dell'avampaese apulo (Mostardini e Merlini, 1986; Casero et alii, 1988; Lentini et alii, 2002). Le principali strutture geologiche della penisola italiana possono essere sintetizzate in quattro elementi strutturali di primo ordine (Scandone et alii, 1990):

- area tirrenica, caratterizzata da crosta continentale assottigliata e, in alcune zone (Tirreno meridionale), da crosta oceanica, formatasi a partire dal Tortoniano superiore - Messiniano inferiore in seguito a processi di rifting avvenuti all'interno di una catena preesistente;
- catena appenninica, costituita da coltri di ricoprimento, con vergenza adriatica, e dai depositi di riempimento di bacini che si impostarono sulle coltri di ricoprimento in avanzamento;
- l'avanfossa appenninica, costituita da sedimenti plio-quadernari in parte sepolti sotto le falde appenniniche;
- l'avampaese, costituito da una potente successione carbonatica mesozoica, impostata su crosta continentale, in graduale approfondimento verso SW al di sotto delle coltri appenniniche (Pagliaro, 2001).

Inizialmente i forti sforzi compressivi connessi alla convergenza tra la placca europea e la microplacca apula, avvenuti nel Burdigaliano, hanno interessato le successioni silicee e argilloso - marnose di ambiente oceanico (Liguridi e Sicilidi) situate in posizione paleogeografica occidentale, determinando la successiva migrazione delle unità coinvolte verso l'avampaese.

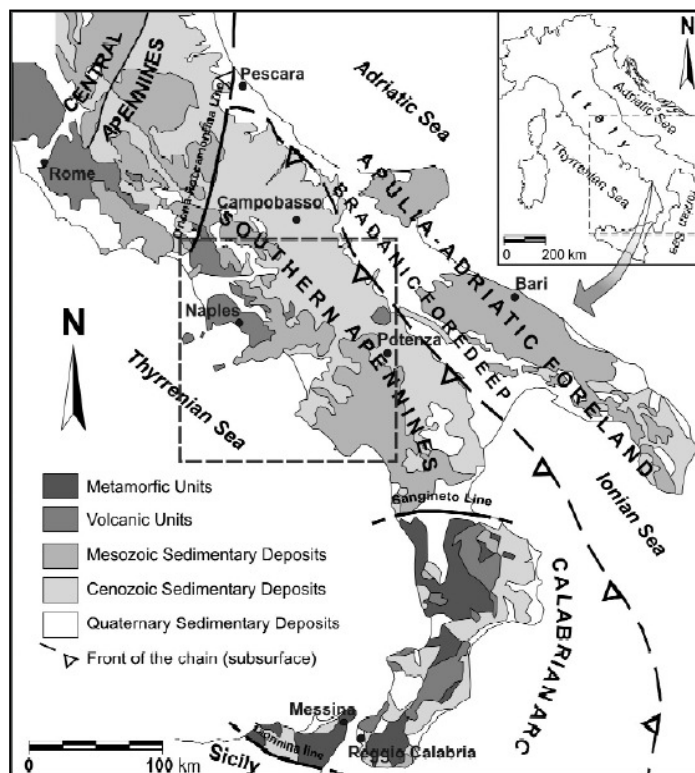


Figura 30 - Carta geologica schematica dell'Italia centro-meridionale ed ubicazione del settore campano (da Bonardi et alii, 2009)

In seguito, non prima del Tortoniano medio - superiore (Amore et alii, 2003), a causa della forte tettonica compressiva dell'orogene appenninico, i domini di piattaforma carbonatica impostati su crosta continentale (piattaforma sud-appenninica secondo Mostardini e Merlini, 1986) vengono sovrascorsi dal fronte in accavallamento con vergenza adriatica costituito dalle unità oceaniche interne.

Nel Miocene superiore il prisma in accrescimento, composto dalle successioni terrigene oceaniche e dai complessi carbonatici di piattaforma, coinvolge nella deformazione i domini paleogeografici più esterni interessando in un primo momento l'ampio bacino di Lagonegro e quindi tutti i domini paleogeografici posti più ad est quali la piattaforma abruzzese-campana, il bacino molisano (D'Argenio et alii, 1973) e le piattaforme apule interne ed esterne separate dal bacino apulo (Mostardini & Merlini, 1986).

Nel Tortoniano superiore, contestualmente alla propagazione dei thrusts della catena conseguente al regime compressivo che interessa i complessi sedimentari in accavallamento, si verifica una tettonica distensiva nel margine occidentale dell'orogene che comporta l'apertura del bacino tirrenico di retro-arco, come effetto diretto del roll-back dell'avampaese apulo in subduzione (Malinverno e Ryan, 1986; Patacca e Scandone, 1987).

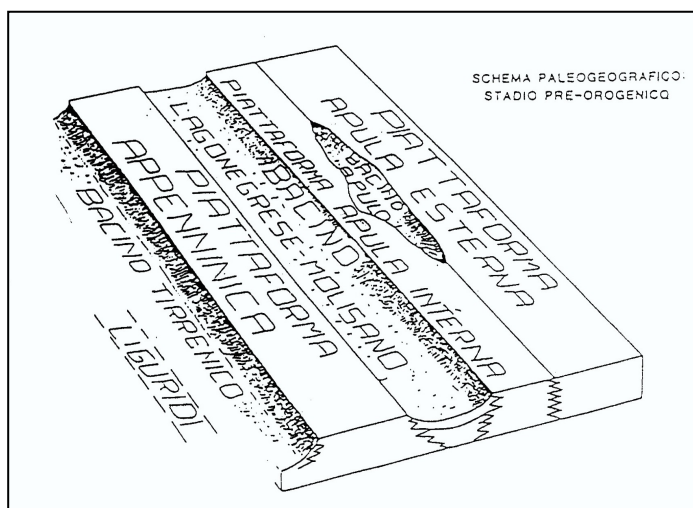


Figura 31 – Schema illustrante la successione dei domini paleogeografici nella fase pre-orogenica. Dalla zona interna alla zona esterna della catena si hanno: il bacino tirrenico, la piattaforma appenninica, il bacino lagonegrese – molisano, la piattaforma apula interna ed esterna con il bacino apulo intermedio (da Mostardini e Merlini, 1986)

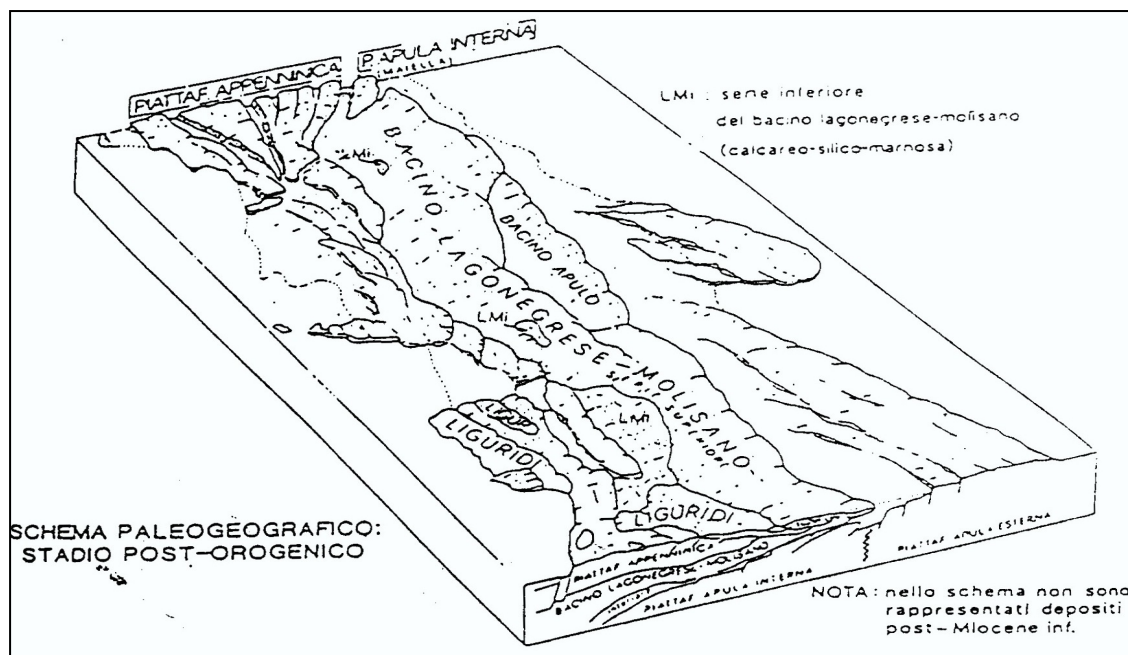
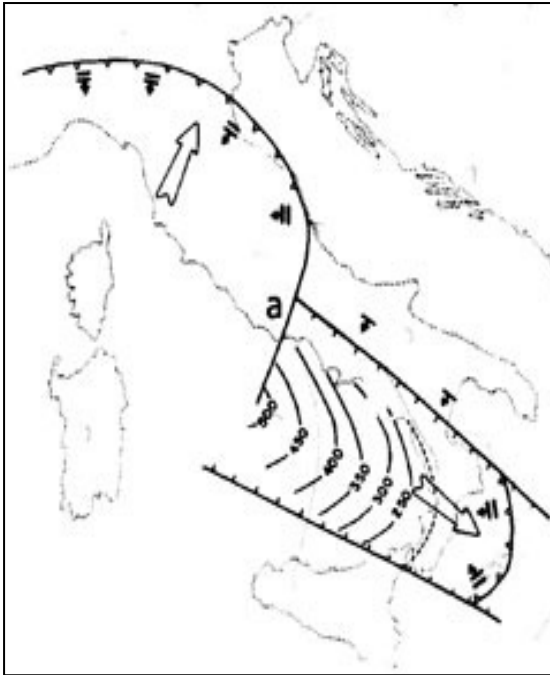


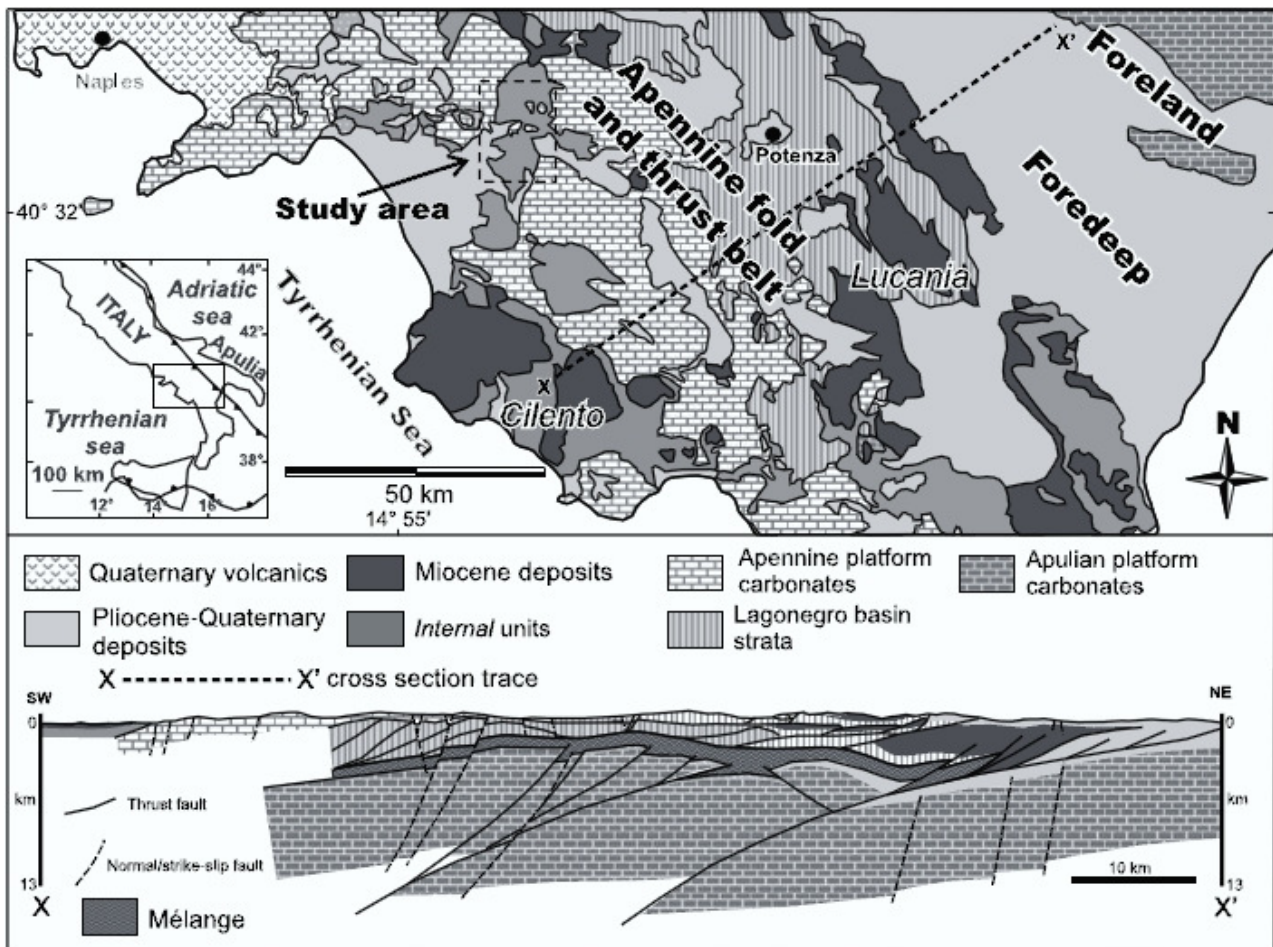
Figura 32 – Schema paleogeografico raffigurante lo stadio post-orogenico, con i domini più interni (Sicilidi e Liguridi) in accavallamento sui terreni carbonatici della piattaforma appenninica e in fase di sovrascorrimento sui depositi del bacino lagonegrese – molisano (da Mostardini e Merlini, 1986).





L'arretramento flessurale in corrispondenza dell'arco molisano-sannitico e dell'arco campano-lucano, che nell'insieme costituiscono l'arco appenninico meridionale, termina tra il Pliocene superiore e il Pleistocene inferiore (Scandone et alii, 1990; Cinque et alii, 1993). Tale arretramento tuttavia permane in corrispondenza dell'arco calabro, il quale, svincolato dall'arco campano-lucano per effetto della zona di taglio Cilento - Pollino, continua la sua migrazione verso sud-est (Cinque et alii, 1993).

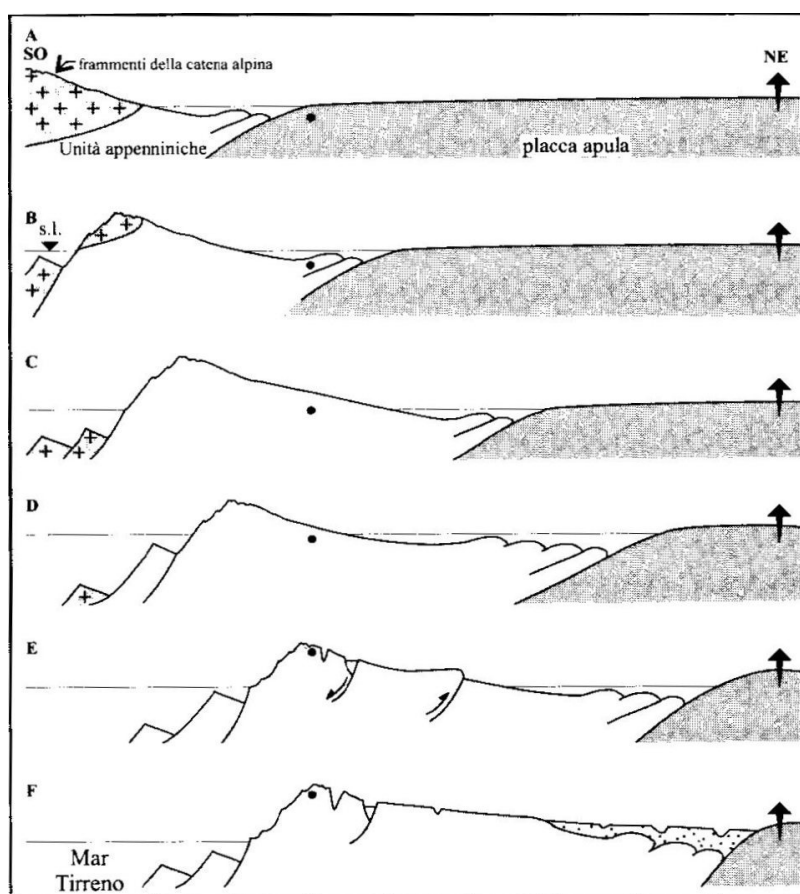
*Figura 33 (sinistra) - Relazione cinematica fra l'arco appenninico Settentrionale e Meridionale dal Pleistocene inferiore. Nell'immagine vengono illustrati i vettori di trasporto orogenico e le isobate della zona di Benioff nell'area del Tirreno Meridionale (da Patacca et alii, 1990).*



*Figura 34 - Carta delle Unità tettono – stratigrafiche e sezione trasversale dell'Appennino meridionale illustrante le coltri sedimentarie di provenienza interna in accavallamento sull'avampaese apulo in subduzione (da Ciarcia et alii, 2009).*

Durante il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio il regime distensivo, che già aveva comportato l'apertura del bacino di retro-arco, investe il margine tirrenico della catena, la quale viene dislocata da un serie di faglie dirette caratterizzate da rigetti chilometrici e con andamento appenninico e antiappenninico, interessando le coltri sedimentarie già implicate negli sforzi compressivi che hanno portato in precedenza alla formazione del cuneo orogenico. Successivamente alla formazione di queste vaste depressioni conosciute come graben peritirrenici, colmate da apporti clastici sia marini che continentali, si ha la genesi di golfi strutturali quali il golfo di Gaeta, Napoli, Salerno e Policastro e vaste zone di piana profonde alcune migliaia di metri quali la Piana Campana e la piana del Sele (Brancaccio et alii, 1995). Durante questa fase inoltre, la tettonica estensionale si manifesta anche nell'entroterra determinando nel bel mezzo della catena appenninica la formazione di bacini intramontani di varie dimensioni tra i quali il lago di Laceno, le depressioni di Buccino e San Gregorio magno, la conca di Acerno e il Vallo di Diano (Cinque et alii, 1993).

Eventi compressivi che provocano sensibili raccorciamenti della catena si hanno fino al Siciliano, nel Pleistocene inferiore (Cinque et alii, 1993). Al termine di questa fase tettonica si manifesta un generale sollevamento dell'orogene che perdura ancora oggi, come testimoniano i numerosi terremoti che affliggono le regioni appenniniche.



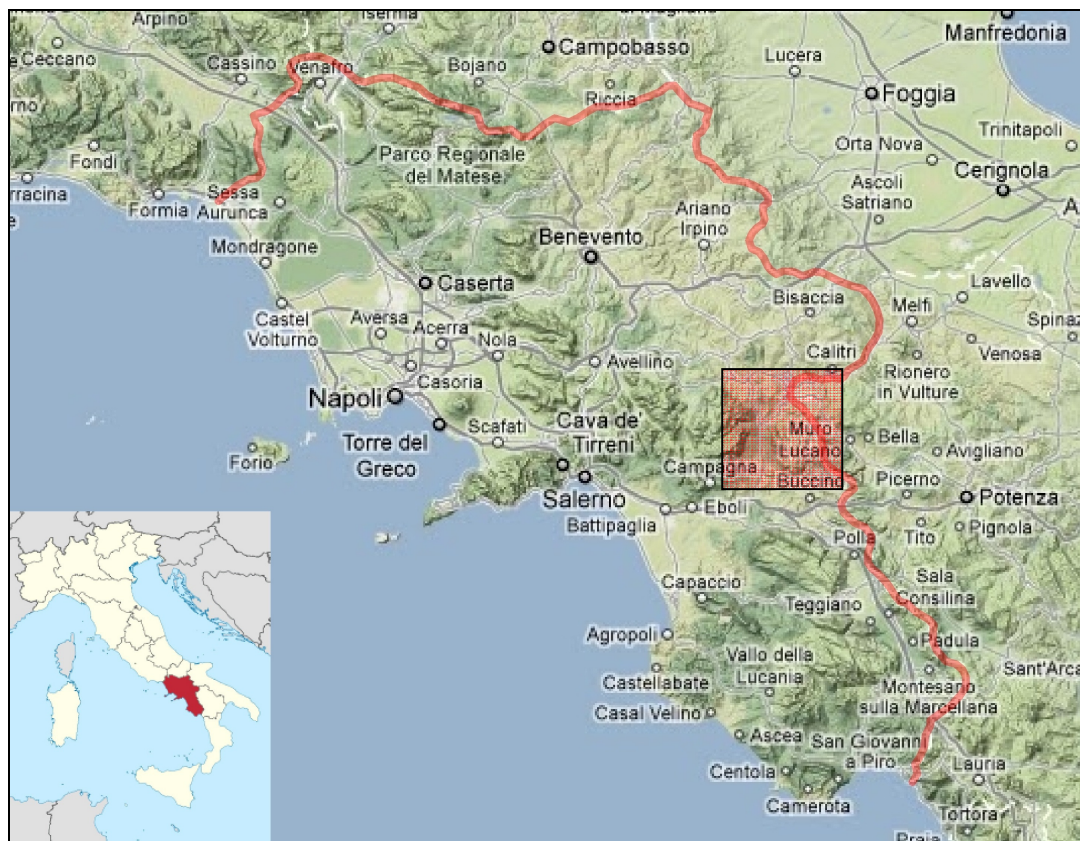
*Figura 35 – Sezione schematica trasversale all'Appennino meridionale mostrante la migrazione nel tempo del dominio in compressione e del dominio in estensione. Lo schema A si riferisce all'inizio del Miocene, quello F al presente. Le immagini evidenziano come alla migrazione verso nord-est del cuneo orogenico in accrescimento si sia contrapposta nel tempo una tettonica estensiva nella "zona interna" con dislocamenti di blocchi ribassati sotto il livello del mare. Il cerchietto nero simboleggia lo spostamento relativo che coinvolge una generica unità tettonica nel tempo (da Cinque & Romano, 2001).*



### 3.2 Quadro geologico e geomorfologico della Campania

La Campania è una delle regioni italiane più articolate dal punto di vista paesaggistico e contraddistinta da una ampia varietà di morfotipi la cui genesi è da correlare alla notevole varietà litologica e strutturale e alla sua storia geologico – evolutiva che si inquadra, a grande scala, nello sviluppo di lungo e breve termine dell’Appennino meridionale. Dal momento che gli sforzi compressivi e distensivi che si sono avvicendati durante le varie fasi che hanno caratterizzato l’orogenesi appenninica hanno interessato in diversi momenti differenti contesti della catena, il sollevamento di quest’ultima non è avvenuto in maniera uniforme, infatti osservando l’attuale conformazione morfologica si possono osservare settori più energicamente sollevati, dove affiorano anche i terreni più antichi, e settori più depressi dove è possibile riscontrare i terreni più recenti (Budetta et alii, 1993).

Il territorio campano si estende per circa 13.600 km<sup>2</sup> in un contesto prevalentemente collinare per il 50,8%, poco più della metà dell’intera regione, mentre il 34,6% è delineato da paesaggi montuosi, tra cui la cima più elevata è rappresentata da Monte Miletto (2050 metri) situato al confine con il Molise, ed infine il restante 14,6% è occupato da aree pianeggianti, come la piana del Volturno, del Sele e l’agro nocerino-sarnese. Lungo il settore costiero, bagnato dal mar Tirreno, sorgono diverse isole litologicamente differenti e generate da diversi processi evolutivi, come Capri, costituita da un blocco carbonatico isolato strutturalmente dalla dorsale dei monti Lattari, o come Ischia e Procida originatesi a seguito del vulcanismo tardo – Quaternario che ha interessato quest’angolo della penisola italiana.



*Figura 36 – Profilo morfologico e confini amministrativi della regione Campania. In evidenza l’area di studio del presente lavoro di tesi.*

Nel complesso, quindi, lo scenario campano si presenta caratterizzato da una morfologia montuosa e collinare nella zona interna, corrispondente al settore occupato dalla catena appenninica, mentre presso il margine tirrenico, in concomitanza delle grandi depressioni strutturali, dominano paesaggi pianeggianti, e localmente si individuano importanti centri vulcanici come il Roccamonfina, il Vesuvio, i campi flegrei e l'isola di Ischia. Se consideriamo che le forme del rilievo sono il frutto dell'interazione tra due principali gruppi di fattori, endogeni ed esogeni, che nell'insieme incidono in diversa misura e a seconda del substrato geologico sul modellamento della superficie terrestre, allora il quadro che ci viene illustrato nella fattispecie mostra una realtà fortemente segnata dagli eventi associati alla morfogenesi dell'Appennino meridionale e dalle altalenanti variazioni climatiche verificatesi nel Terziario e nel Quaternario.

Esaminando a piccola scala l'intero ambito territoriale della Campania è possibile riconoscere un'estesa molteplicità di unità paesaggistiche, ovvero contesti areali omogenei per uno o più parametri che ne determinano l'uniformità morfologica. In particolare si identificano cinque grandi unità geomorfologiche contraddistinte da peculiari tendenze evolutive, morfotipi e associazioni di forme. Nello specifico essi sono: i rilievi montuosi calcareo – dolomitici, le depressioni intramontane, le piane alluvionali – costiere, le colline appenniniche e le aree vulcaniche.

### **3.2.1 I rilievi montuosi calcareo – dolomitici**

La catena sud-appenninica trova la sua massima espressione morfologica in rilievi che superano non di rado i 1500 metri di quota. Tali alture, costituite prevalentemente da rocce lapidee calcareo -dolomitiche, si estendono in modo discontinuo nel settore assiale della regione Campania lungo una fascia approssimativamente orientata in direzione NO-SE (Budetta et alii, 1993).

Diversi esempi possono essere associati a tale unità geomorfologica e tra i più noti si ricordano: il massiccio del Matese (culminante a 2.050 m s.l.m. con la cima di monte Miletto, la più alta della Campania), quello del M. Maggiore, il gruppo del Taburno – Camposauro (fig. 37), i monti di Caserta, il gruppo dei M.ti di Avella – M. Partenio, i M.ti di Sarno, i M.ti Picentini, il gruppo del M. Marzano, i M.ti della Maddalena, il massiccio del M. Alburno, la dorsale del M. Soprano – M. Chianiello, il gruppo del M. Cervati ed il M. Centaurino.

Posta ortogonalmente alla direzione principale dei rilievi carbonatici citati in precedenza ritroviamo anche la dorsale dei M.ti Lattari – Penisola Sorrentina, promontorio costiero e barriera morfologica separante il golfo di Napoli da quello di Salerno.



*Figura 37 – Veduta aerea del complesso carbonatico del Taburno – Camposauro.*

Seppur poste nel settore costiero, in posizione isolata, appartengono alle unità calcareo – dolomitiche anche i rilievi di M. Bulgheria, nel Cilento meridionale, il M. Massico nel casertano e l'isola di Capri (Cinque & Romano, 2001).

La natura geologica di tali rilievi è da ricondurre alla sedimentazione di depositi calcarei e dolomitici avvenuta tra il Trias e il Miocene in aree caratterizzate paleogeograficamente da mare

basso e da estese piattaforme carbonatiche, le quali facilitate da una continua e lenta subsidenza hanno avuto col tempo anche uno sviluppo stratigrafico verticale di diversi chilometri. Nelle zone laterali di questi antichi domini paleogeografici si è inoltre verificata la sedimentazione di materiali con caratteristiche intermedie tra la piattaforma e il bacino a prevalente composizione calcareo - clastica e con intervalli di depositi silicei e calcareo marnosi (Budetta et alii, 1993). Le successive fasi tettoniche, implicate nello sviluppo orogenico della catena sud-appenninica, comportarono l'emersione e la dislocazione dei grossi blocchi carbonatici che oggi costituiscono i gruppi montuosi e i singoli rilievi precedentemente citati.

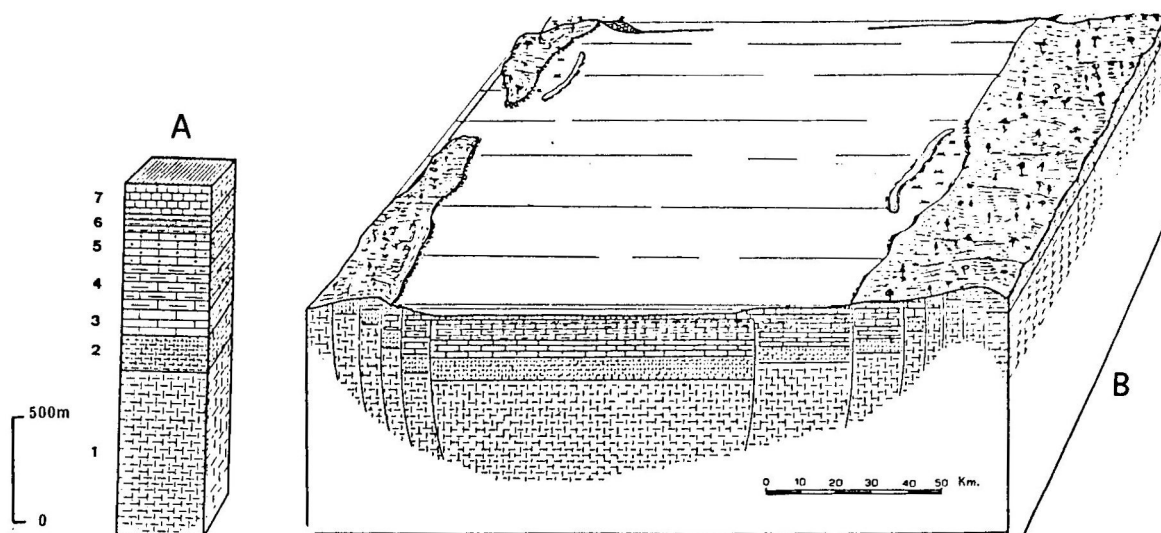


Figura 38 – Successione mesozoica della Piattaforma carbonatica appenninica. A) Colonna stratigrafica schematica (spessori dell'ordine di 3000 m); Schema degli originari ambienti deposizionali, nell'insieme caratterizzati da mare poco profondo e da estensioni areali di alcune centinaia di km. 1) Dolomie; 2) Calcari dolomitici; 3) Calcari e calcari dolomitici; 4-5) Calcari; 6) Calcari con orizzonte bauxitico; 7) Calciruditi e calcari bioclastici (da D'Argenio, 1966)

Date le caratteristiche litotecniche che contraddistinguono tali rilievi montuosi, che ne denotano una elevata resistenza all'erosione, l'aspetto del paesaggio è generalmente aspro, con versanti caratterizzati da una elevata acclività (mediamente con angoli tra i 40° ed i 30°) e nella maggior parte dei casi da un profilo trasversale tipicamente rettilineo (Cinque & Romano, 2001).

Frequentemente si riscontrano in concomitanza di questa unità paesaggistica morfotipi come le “*paleosuperfici*”, ovvero zone sub-pianeggianti dotate di pendenze generalmente basse (al di sotto dei 15°-10°) poste sui versanti a diverse quote. La loro genesi è da ascrivere per lo più all'azione prolungata di processi di erosione carsica e fluvio-carsica maturati durante periodi di relativa stabilità dei livelli di base dell'erosione, agevolati molto probabilmente anche dai climi caldo-umidi del Terziario che hanno facilitato i processi di alterazione chimica della roccia e di rimozione dei detriti ad opera del ruscellamento delle acque. Come già accennato in precedenza questo tipo di paesaggio non occupa soltanto la parte apicale dei rilievi ma, come dimostrato dai casi di monte Bulgheria e il bordo nord – orientale del M. Cervialto, si rilevano esempi di paleosuperfici anche a mezza costa, ad altezze differenti, costituendo talvolta delle forme simili a delle gradinate. Ciò a testimonianza di un modellamento policiclico del versante dove periodi di sollevamento tettonico si sono alternati a momenti di stasi dei livelli di base producendo lo spianamento delle superfici.

Tra gli effetti dell'innalzamento dei rilievi calcareo - dolomitici ad opera della tettonica vi è senz'altro l'elevata acclività che caratterizza molti pendii, attestanti l'esistenza di sistemi di faglie

ad alto angolo e forte rigetto verticale (Cinque & Romano, 2001). Si riconoscono generalmente due tipologie di versanti impostati lungo faglie, il primo, tipico dei rilievi posti in vicinanza della costa tirrenica, è quello dei “*versanti di faglia*”, scarpate generatesi a seguito della dislocazione di corpi geologici omogenei, mentre il secondo caso è quello dei “*versanti di linea di faglia*”. Quest’ultima tipologia di scarpata si verifica tipicamente per erosione selettiva di rocce a diversa resistenza, ad esempio unità carbonatiche e terrigene poste a contatto lungo piani di faglia e successiva esumazione degli stessi per effetto della rapida erosione delle litologie più “tenere”. In Campania si riconoscono diversi esempi di versanti di linea di faglia, alcuni di essi sono localizzati presso i rilievi calcarei che bordano la Piana Campana, altri invece sono quelli che limitano i M.ti Picentini con la Piana del Sele ed infine vi sono i pendii che bordano le depressioni tettoniche di Alife e del Vallo di Diano (Cinque & Romano, 2001).

Molto spesso ai rilievi calcareo – dolomitici si associano “*forme carsiche*”, ossia il risultato della dissoluzione delle rocce da parte di acque meteoriche. Simili casi sono molto frequenti nella catena sud-appenninica, costituendo uno principali elementi caratteristici del paesaggio a partire dal Plio-Quaternario, cioè dopo la definitiva emersione dell’orogene. Si sono così generate vaste superfici erosionali, grandi polje, profonde forre, ed allo stesso tempo si sono sviluppati, in profondità, importanti sistemi carsici che hanno condizionato sensibilmente la circolazione idrica sotterranea. I processi carsici si esplicano sulla roccia in numerosi modi, generando morfologie caratteristiche sia in superficie (carsismo epigeo) che in profondità (carsismo ipogeo). In Campania si registrano numerosi esempi di forme carsiche, tra le quali si ricordano le doline da dissoluzione presenti sugli altipiani di M. Marzano, dei Alburni e del Cervati e le doline da crollo di Comole di Castelmorrone (M. ti di Caserta), di Telesse, di Contursi, di Vico Equense e di Cancellò. Altre forme carsiche molto comuni nel nostro Appennino sono i polje. Con questo termine si indica un’ampia conca chiusa (alcuni km<sup>2</sup>) che abbia i seguenti requisiti: un fondo piatto in roccia o su depositi sciolti, un ripido versante marginale su almeno un fianco ed un drenaggio carsico. Nell’Appennino campano sono molto diffusi i polje strutturali, ovvero forme carsiche impostate in corrispondenza di graben o di depressioni di angolo di faglia. Alcuni di essi sono inattivi, in quanto catturati per erosione regressiva da corsi d’acqua limitrofi (tra i più importanti si ricorda il Vallo di Diano) altri invece sono attivi, come la piana di Volturara, quella di Forino e i campi carsici del M.te Terminio (Santangelo e Santo, 2001).

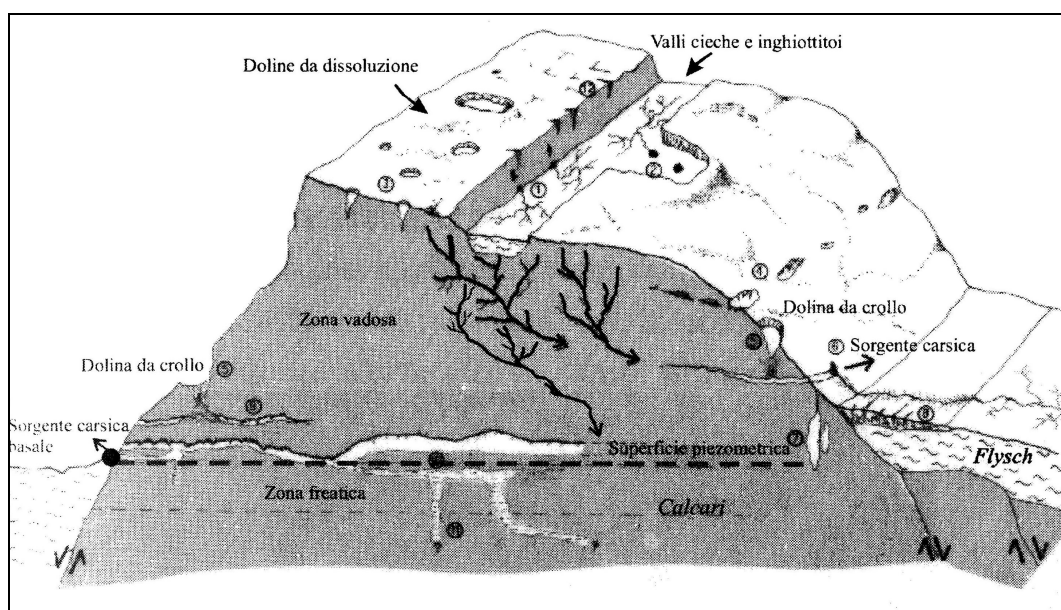


Figura 39 – Spaccato verticale di un massiccio carsico (Santangelo e Santo, 2001)

La rete idrografica che solca i rilievi calcareo - dolomitici presenta valori di densità di drenaggio generalmente bassi, con pattern quasi sempre angolosi e valli a V con fianchi più o meno ripidi. Spesso, allo sbocco dei corsi d'acqua su aree pianeggianti si trovano i “*conoidi fluvio-torrentizi*”, forme convesse di accumulo detritico che si aprono a ventaglio, ben distribuite in tutto il territorio campano. La crescita maggiore di elementi del paesaggio si è registrata durante le fasi climatiche fredde, in cui all'incremento di produzione detritica dai versanti in recessione si accompagnava un sovraccarico solido nei torrenti. Lungo molti fronti montuosi, i conoidi si rinvergono oggi organizzati in più generazioni, le più antiche appaiono reincise e terrazzate, le più giovani hanno apici localizzati a quote più basse e fasce distali ben raccordate alle pianure circostanti (Cinque & Romano, 2001).

### **3.2.2 Le depressioni intramontane e intermontane**

In seguito al sollevamento orogenico avvenuto in gran parte nel corso del Plio-Quaternario si sono registrati forti sforzi tettonici estensionali che hanno comportato la formazione di ampie depressioni strutturali, costituendo dei locali livelli di base su cui si sono impostati importanti corsi d'acqua e talvolta laghi (Budetta et alii, 1993). Tali conche presentano estensioni areali molto elevate, anche di alcune centinaia di kmq, come nel caso dell'alta e media valle del Volturno, la principale depressione tettonica intramontana della regione Campania che si estende longitudinalmente per circa 30 km in direzione NO-SE e si sviluppa trasversalmente fino ad un massimo di 10 km presso Alife. Tra le più importanti conche si ricordano inoltre la Piana di Montesarchio (circa 10X5 km), incastrata tra i M. ti di Avella ed il Taburno, la valle del Sabato (12X2 km), che borda il M. Terminio, il Vallo di Diano (30 km di lunghezza e fino a 5 km di larghezza) e la bassa valle del Tanagro (20X2 km) (Cinque & Romano, 2001). Dal punto di vista geologico queste depressioni si presentano caratterizzate da potenti successioni clastiche date dall'accumulo di decine e centinaia di metri di depositi fluviali e lacustri (ghiaie, sabbie e argille) e talvolta piroclastici in prossimità di aree vulcaniche (Budetta et alii, 1993). A tal proposito, i cicli climatici quaternari hanno contribuito in modo determinante sia alla produzione detritica durante le fasi fredde, sia alla dissezione dei fondovalle durante le fasi interglaciali. Come espressione diretta dell'avvicinarsi delle fasi di accumulo ed incisione, si possono osservare oggi numerosi “*terrazzi fluviali*”, il cui numero di ordine varia da conca a conca, anche in conseguenza dell'incidenza dei movimenti verticali di natura tettonica che hanno agito localmente, producendo talora un incremento dell'aggradazione o della dissezione.

In Campania, tra le conche dove la sedimentazione è stata di tipo essenzialmente fluviale, si può citare ad esempio l'alta valle del Calore, fra Solopaca e Telese, l'alta valle del Volturno e la valle del fiume Sabato. In questi paesaggi, oltre ai diversi ordini di terrazzi e ai vari tipi di alvei fluviali, si riconoscono ai margini delle piane ulteriori elementi morfologici come le fasce pedemontane con falde detritiche e i conoidi alluvionali, organizzati talvolta in più generazioni in funzione dei cicli climatici. Tra le depressioni che hanno ospitato invece una sedimentazione prevalentemente lacustre vanno citati i casi della media valle del Volturno (in condizioni lacustri nel Pleistocene medio), la piana di Montesarchio (che, in tempi recenti, ha registrato brevi fasi di lacustrinità alternate ad accumuli piroclastici potenti), la conca di Acerno (fig. 40) ed il Vallo di Diano, che fu sede di uno dei più vasti laghi italiani nel Pleistocene medio e forse anche nel Pleistocene inferiore. La caratteristica maggiore di questi paesaggi è l'assenza di terrazzi e un fondovalle pressoché piatto, perché alle fasi di subsidenza che innescarono la sedimentazione lacustre non sono seguiti eventi surrettivi in grado di innescarvi fasi di forte dissezione fluviale (Cinque & Romano, 2001).

Oltre alle conche intramontane, sopra elencate, va ricordato anche il caso dell'alta valle del Sele, oggetto di approfondimento del presente lavoro di tesi. Nella fattispecie, tale contesto



morfológico va annoverato tra le depressioni intermontane, generatesi per effetto combinato dell'erosione selettiva di rocce facilmente erodibili (complesso flyschoidé) poste a contatto di terreni dotati di maggior resistenza (complessi carbonatici) e dell'attività tettonica plio-quadernaria.



*Figura 40 – Panorama della conca intramontana di Acerno (SA), collocata tra i Monti Picentini.*

### **3.2.3 Le colline appenniniche**

Come già accennato in precedenza, nel paragrafo introduttivo, poco più della metà dell'intero territorio campano è occupato da paesaggi collinari. Questa tipologia di rilievi è presente in modo prevalente nella “zona esterna” della catena, nelle province dell'alta Irpinia e dell' alto beneventano, e presenta un range altimetrico che va da poche centinaia di metri sino ai 1000 metri s.l.m. dell'area sannitica.

Questa tipologia di paesaggi si presenta caratterizzata, generalmente, da pendii poco acclivi (con valori di pendenza intorno ai 20°), soprattutto in virtù della natura litologica dei terreni che ne costituiscono l'ossatura, contraddistinta da un'elevata erodibilità e da una forte propensione al modellamento da parte degli agenti esogeni. Localmente si possono riscontrare pendii con valori di acclività mediamente più alti in concomitanza di formazioni più coerenti e litoidi, come nel caso di affioramento di terreni bacinali calcareo-silico-marnosi mesozoici e terziari (ad esempio il Flysch Rosso e il Flysch Galestrino appartenenti all'Unità lagonegrese). Frequentemente, i rilievi collinari appenninici sono costituiti da complessi terrigeni in facies di flysch, ovvero successioni sedimentarie di spessore variabile, composte da accumuli detritici di mare profondo con meccanismi di deposizione del tipo “nuvole di torbida”, formati da alternanze di argille, siltiti, marne ed arenarie. Esistono inoltre complessi litologici eterogenei costituiti da alternanze di strati prevalentemente calcareo-marnoso-silicei che derivano da sedimentazione in bacini di mare profondo (Budetta et alii, 1993).

Geomorfologicamente, questa tipologia di versanti, mostra profili trasversali generalmente del tipo concavo – convesso e un grado di articolazione molto elevato, con una fitta rete di drenaggio e pattern tipicamente detritici. L'elevata erodibilità dei terreni incide sulla stabilità delle litologie affioranti, producendo una franosità marcata, localizzata specialmente presso i fianchi e le testate di valli di basso ordine gerarchico.



*Figura 41 – Panorama da Romagnano al Monte (SA). Rilievi collinari posti al confine tra Campania e Basilicata, incisi dal torrente Platano*

Oltre ai casi presenti lungo la fascia sub-appenninica, rilievi collinari sono presenti anche in Cilento, in prossimità del margine tirrenico, e in aree interposte tra i massicci calcarei, come l'alta valle del Sele (oggetto di studio nel presente lavoro di tesi), tra i Picentini e il Marzano, l'alta valle del Calore silentino, tra gli Alburni e la dorsale del Soprano – Chianello, la media valle del Volturno, alle spalle dei monti di Caserta (Cinque & Romano, 2001).

### **3.2.4 Le piane alluvionali – costiere**

Contestualmente alla formazione delle depressioni tettoniche intrappenniniche, avvenuta a seguito del susseguirsi degli sforzi estensionali a cui è stata sottoposta la catena durante il periodo Plio-Quaternario, sono stati registrati ribassamenti, fino a 3000 metri, di unità della catena anche lungo il margine tirrenico. Diversamente dalle conche intramontane, nelle quali vi è stata una deposizione esclusivamente continentale, i bassi strutturali presenti in prossimità della costa hanno visto una cospicua deposizione di sedimenti di ambiente fluviale, transizionale, deltizio e marino. In Campania si riconoscono tre importanti depressioni tettoniche costiere di elevata estensione areale, quali: la Piana del Garigliano, la Piana Campana e la piana del Sele (Cinque & Romano, 2001). L'attuale conformazione geomorfologica, delle succitate piane costiere, è frutto dell'interazione tra i movimenti tettonici verticali, le fluttuazioni glacio – eustatiche del livello del mare, le variazioni del ritmo di apporto detritico da parte dei fiumi appenninici e, almeno per le due pianure più settentrionali, fasi di aggradazione topografica dovute all'accumularsi di lave e piroclastici emesse dai locali centri vulcanici (Cinque & Romano, 2001).

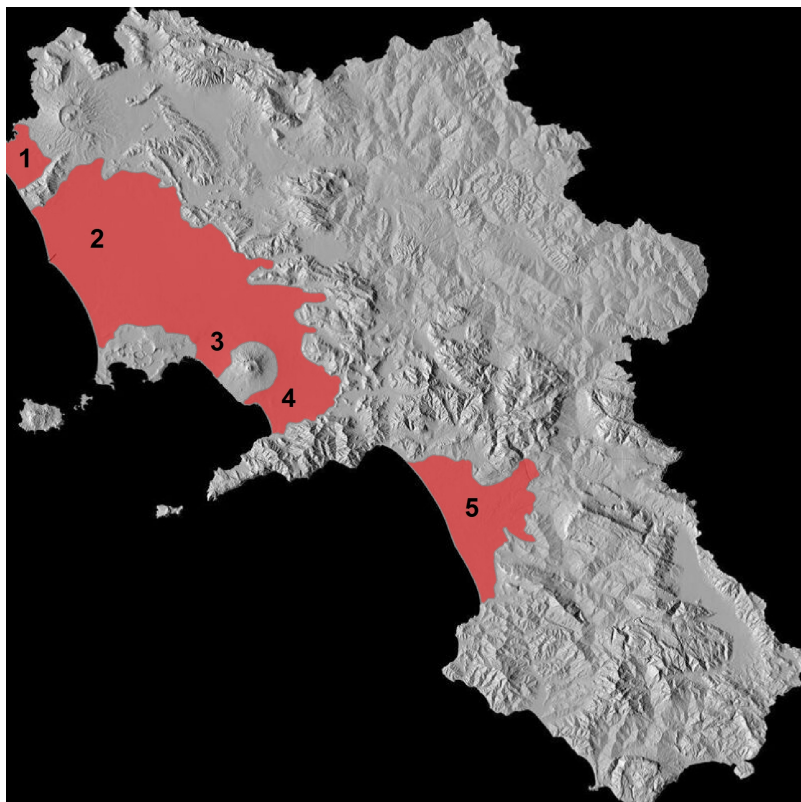
La Piana del Garigliano presenta una pianta quadrangolare ed è situata al confine tra le regioni Lazio e Campania, i suoi limiti morfologici sono rappresentati a NE dal Roccamonfina ed SE dal M.te Massico. Durante il Pleistocene inferiore questa depressione è stata sede di un golfo marino, successivamente essa ha guadagnato le condizioni subaeree grazie sia al diminuire dei ritmi di subsidenza, sia per l'incremento dei ritmi di aggradazione, nella fase tardo quaternaria, favoriti dagli apporti vulcanici. Nella zona sud-occidentale i depositi sono costituiti prevalentemente da materiali alluvionali a diversa granulometria, talora con livelli torbosi, da piroclastici dilavati e da sabbia di spiaggia e di duna. Verso il Roccamonfina prevalgono invece le piroclastiche alle quali sono interposte, in prossimità del vulcano, frequenti colate laviche. Al di sotto della successione di depositi continentali e marini, ad una profondità di diverse centinaia di metri, è presente un substrato sedimentario argilloso – sabbioso mio- pliocenico (Budetta et alii, 1993).

La Piana Campana si estende per circa 1350 kmq e comprende le pianure costiere recapito dei sistemi fluviali del Volturno, del Sebeto e del Sarno, separate tra loro dai rilievi vulcanici dei



Campi Flegrei e del Somma – Vesuvio. Nella zona interna è bordata da rilievi carbonatici del M.te Massico a nord, dei M.ti Tifatini a NE, dei M.ti di Durazzano e di Avella – Partenio a est ed infine dei M.ti Lattari a sud. Tali rilievi si caratterizzano per una elevata rettilinearità dei versanti prospicienti la piana, ciò a causa della presenza delle faglie che, a partire dal Pleistocene inferiore, hanno determinato il ribassamento delle unità carbonatiche di piattaforma. Su quest'ultime sono posizionati, ad una profondità di circa 3 km, i depositi marini di età mio - pliocenica a cui fa seguito una successione sedimentaria composta, partendo dal basso verso l'alto, da: depositi vulcanici antichi (tufi e lave basaltiche), depositi prevalentemente pelitici di ambiente marino e transazionale dello spessore di alcune centinaia di metri, depositi vulcano – sedimentari di varia granulometria, tufo grigio campano e una coltre piroclastico – alluvionale, talora con livelli torbosi (Budetta et alii, 1993).

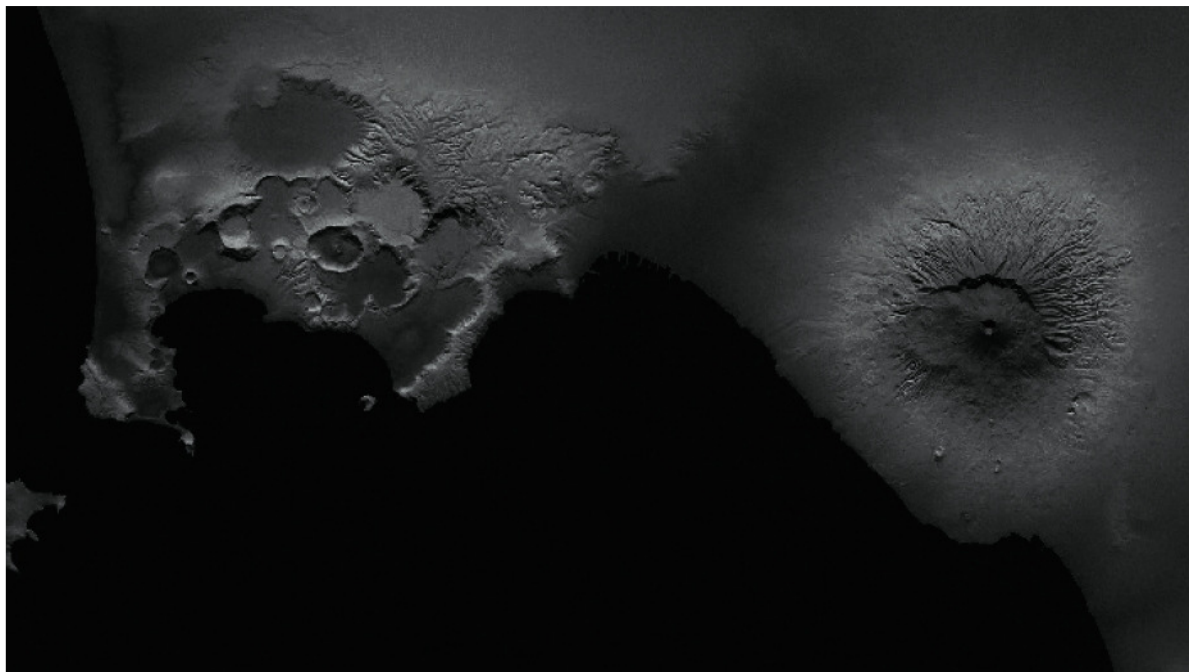
Più articolato che per le altre pianure sin qui citate è l'assetto morfologico della Piana del Sele, e ciò soprattutto a causa del fatto che in questa depressione si sono avute non solo fasi di subsidenza, ma anche fasi di sollevamento che hanno generato il terrazzamento dei tratti più interni della pianura (Cinque & Romano, 2001). Essa si contraddistingue per una pianta sub-triangolare ampia circa 230 kmq e rappresenta una depressione individuata forse già a partire dal Miocene superiore e attiva durante il Plio-Quaternario. Il substrato carbonatico è situato a circa 3 km di profondità e su di esso poggiano terreni terziari in facies di flysch di età miocenica e conglomeratico-argilloso-sabbiosi pliocenici. La deposizione tardo-quaternaria di depositi marini, di transizione e continentali ha comportato, successivamente, il riempimento e l'emersione dell'area di piana. A testimonianza delle fasi di sollevamento a cui è stata sottoposta la piana vi restano alcune tracce sedimentarie della pianura alluvionale nata nel Pleistocene inferiore e successivamente innalzata, ovvero conglomerati fluviali affioranti nelle colline di Eboli e di Salerno. A valle di questa si ritrovano poi, sotto forma di terrazzi a quote inferiori, le pianure che si riformarono nel corso del Pleistocene medio, durante l'ultimo interglaciale (Tirreniano) e durante l'Olocene (Cinque & Romano, 2001).



*Figura 42 – Le grandi piane alluvionali – costiere della Campania. 1) Piana del Garigliano; 2) Piana del Volturno; 3) Piana del Sebeto; 4) Piana del Sarno; 5) Piana del Sele. Il rilievo digitale è stato realizzato dal Laboratorio di Geomatica e Cartografia, Osservatorio Vesuviano – INGV.*

### 3.2.5 Le aree vulcaniche

La complessità paesaggistica e l'ampia diversità morfologica che caratterizza la regione Campania è data anche dalla presenza di aree vulcaniche come il Roccamonfina, il Somma – Vesuvio e la vasta area dei Campi Flegrei che comprende anche le isole di Procida, Vivara e Ischia.



*Figura 43 – Profilo morfologico dei principali complessi vulcanici della Campania: i Campi Flegrei, a sinistra, e il Somma – Vesuvio, a destra (da Atlante italiano web site).*

Il Roccamonfina è situato nel settore nord – occidentale della regione, al confine tra Campania e Lazio, e la sua attività eruttiva è da far risalire al periodo compreso tra 630.000 e 50.000 anni fa (Giordano, 1993). Durante questo periodo si è avuta la costruzione dell'edificio vulcanico, dapprima attraverso un'attività effusiva (le lave caratteristiche sono le tefriti leucitiche) e in un secondo momento attraverso una fase prevalentemente esplosiva alla quale sono collegati fenomeni da flusso piroclastico e prodotti a composizione per lo più trachitica (Budetta et alii, 1993). Dal punto di vista morfologico, il rilievo del Roccamonfina si presenta costituito da un ampio cratere di 5-6 km di diametro su cui si innalza il cono centrale del monte Santa Croce (1005 m), mentre i suoi versanti sono caratterizzati da pendenze mediamente basse, derivanti dal modellamento tardo quaternario dell'edificio vulcanico ad opera degli agenti esogeni.

La vasta area dei Campi Flegrei si colloca all'interno della depressione tettonica della Piana Campana, ad nord-ovest della città di Napoli. L'intera zona è costituita da un insieme di vulcani monogenici e la sua estensione areale la si associa al territorio corrispondente alla caldera che si generò dopo l'eruzione ignimbritica di circa 35000 anni fa (Luongo, 2001). La sua attività ha avuto inizio circa 150000 anni fa, mentre le sue ultime manifestazioni si sono avute nel 1301 (isola di Ischia) e nel 1538 con la formazione di M.te Nuovo (Budetta et alii, 1993). La storia eruttiva dei Campi Flegrei è caratterizzata per lo più da manifestazioni esplosive, alcune delle quali, di notevole intensità, come nel caso dell'eruzione dell'Ignimbrite Campana (c. 40 ka B.P.), uno dei maggiori eventi esplosivi dell'area Mediterranea degli ultimi 200000 anni, i cui depositi da flussi piroclastici (cenere, pomici e scorie) affiorano abbondantemente lungo i bordi della Piana Campana, con spessori variabili da 20 a 60 metri, e persino in alcune zone dell'Appennino. Le più recenti

manifestazioni del vulcanismo associato all'area flegrea sono i sollevamenti bradisismici degli anni 1970-72 e 1982-84, e l'attività fumarolica dell'area della Solfatara e del cratere di Agnano.

Il Somma – Vesuvio è un vulcano centrale situato tra la Piana del Sebeto e la Piana del Sarno, formato da una struttura più antica, il monte Somma, ed una più recente, il Vesuvio (Luongo, 2001). L'attività eruttiva ebbe inizio circa 25000 anni fa, come testimoniato dalla sovrapposizione dei prodotti del Somma su piroclastiti riferibili all' Ignimbrite Campana. L'alternanza di fasi effusive ed esplosive comportano la costruzione dell'edificio vulcanico del Somma sino a 17000 anni fa, quando a seguito di una eruzione pliniana si verificò il collasso calderico e la costruzione del nuovo apparato denominato Vesuvio. Da lì in poi si verificarono fasi eruttive alterne con prevalenza di manifestazioni esplosive, tra cui le più note, l'eruzione del 70 d.C., che portò al seppellimento delle antiche città di Pompei e di Ercolano, e l'eruzione del 1631, che provocò più di 6000 vittime. Dal punto di vista geologico - stratigrafico, alle lave basali del Somma si trovano sovrapposte le colate laviche vesuviane (la cui composizione petrografica varia da tefritica a leucitica), a cui sono interposti livelli piroclastici discontinui e di varia potenza.

### 3.3 La sismicità dell'Appennino campano

#### 3.3.1 Aspetti generali

La regione Campania è certamente una delle aree a maggior sismicità dell'intera penisola italiana, come testimoniato dai numerosi eventi tellurici di media e forte intensità che hanno contraddistinto questa zona nel corso degli ultimi secoli, producendo talvolta ingenti danni e perdite di vite umane. Dall'analisi della sismicità storica, si evince che la maggior parte dei terremoti di elevata intensità si localizza presso la cresta occidentale dell'Appennino campano, lungo l'asse longitudinale della catena, in un'area particolarmente caratterizzata dai forti sforzi orogenici implicati nel sollevamento tettonico regionale. Nello specifico, le principali faglie sismogenetiche si concentrano in corrispondenza dell'area del Matese, del Sannio e dell'Irpinia e i terremoti ad essi associati mostrano chiaramente isosiste allungate in direzione NW-SE, parallelamente ai maggiori lineamenti tettonici. I meccanismi focali dei sismi appenninici sono prevalentemente di tipo *dip slip* per i terremoti di maggiore energia e *strike slip* per gli altri. I meccanismi *dip slip* mostrano l'asse tensile normale alla catena, fenomeno interpretato con un processo di rifting che migra dalla costa tirrenica alla catena, mentre i meccanismi *strike slip* possono essere riferiti a movimenti trascorrenti normali all'asse dell'orogene appenninico (Luongo, 2001).

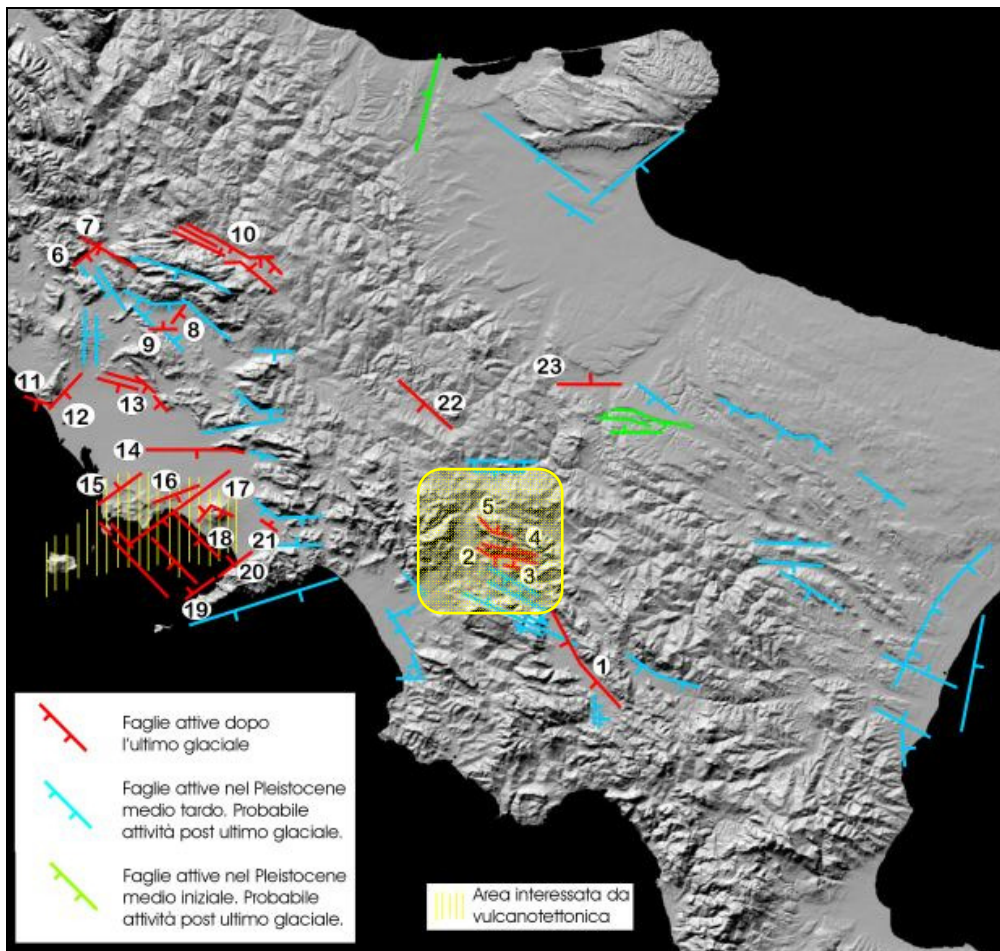


Figura 44 – Carta delle faglie tardo-quaternarie dell'Appennino Meridionale. La carta è stata elaborata sintetizzando dati editi ed inediti prodotti dalla UR Uni Napoli (Ascione & Cinque, 1999). Il rettangolo giallo evidenzia l'ubicazione dell'alta valle del Sele, area oggetto di studio.

Faglie e Sistemi di Faglie	Lunghezza del sistema di faglia (km)	Slip rate verticale (mm/a)	Intervalli cronologici	Intervallo di ricorrenza per eventi di fagliazione di superficie (anni)	Spessore strato sismo-genetico (km)
1) Vallo di Diano	31	* 0,5 - 1 ° 1	*Quaternario - °0,4 - 0,6 Ma	-	-
2) S.Gregorio Magno (bordiera)	17	< 0,5	Quaternario	-	-
3) S. Gregorio Magno (sisma irpino 1980)	4	<sup>1</sup> 0,17 - 0,4	<sup>1</sup> 19660 yr cal B.P. - Attuale	<sup>1</sup> 2206 - 3104	<sup>2</sup> 8-12
4) M. Ognà	13	< 0,5	Ultimo Glaciale - Attuale	-	-
5) Piano di Pecore	8	<sup>1</sup> 0,29 - 0,4	<sup>1</sup> 8600 yr cal B.P. - Attuale	<sup>1</sup> 1684 - 2150	<sup>2</sup> 8-12
6) Venafrò	12	> 0,25; < 1	Pleistocene medio - Attuale	-	-
7) Pozzilli - Capriati	22	0,2 - 0,4	Pleistocene medio - Attuale	-	-
8) Alife	6	0,5	36ka - Attuale	-	-
9) Baia e Latina	3,5	0,2 - 0,3	36ka - Attuale	-	-
10) Boiano	35	0,1 - 0,5	Ultimo Glaciale - Attuale	-	-
11) Mondragone	6	0,1 - 0,5	36ka - Attuale	-	-
12) M. Massico	10	*2 - 2,5 °0,2 - 0,5	*1,45 Ma - Attuale °36ka - Attuale	-	-
13) Piana Volturno (sciame)	34	*0,5 - 1,5 °0,2 - 0,5	*1,45 Ma - Attuale °36ka - Attuale	-	-
14) Cancellò	9	*0,4 - 0,6 °1	*1,45 - Attuale °0,13 Ma - Attuale	-	-
15) Nord Campi Flegrei	13	0,2	Ultimo Glaciale - Attuale	-	-
16) Napoli	12	3 - 10	36ka - Attuale	-	-
17) Posillipo	30	*7 °3	*11ka - Attuale °Tardo Olocene - Attuale	-	-
18) Golfo di Napoli	27	*4	36ka - Attuale	-	-
19) Vico Equense	15	4	36ka - Attuale	-	-
20) Castellammare	5	< 2	Tardo Olocene - Attuale	-	-
21) Sarno	7	> 0,5	Olocene	-	-
22) Valle Ufita	22	0,2	Ultimo Glaciale - Attuale	-	-
23) Valle Ofanto	18	0,5	Ultimo Glaciale - Attuale	-	-

*Tabella 5 – Sintesi dei dati disponibili sulle faglie tardo-quaternarie dell'Appennino campano. In rosso, i valori ottenuti su offset di formazioni datate, mentre in blu vi sono le stime ottenute su base geomorfologica (Ascione & Cinque, 1999).*

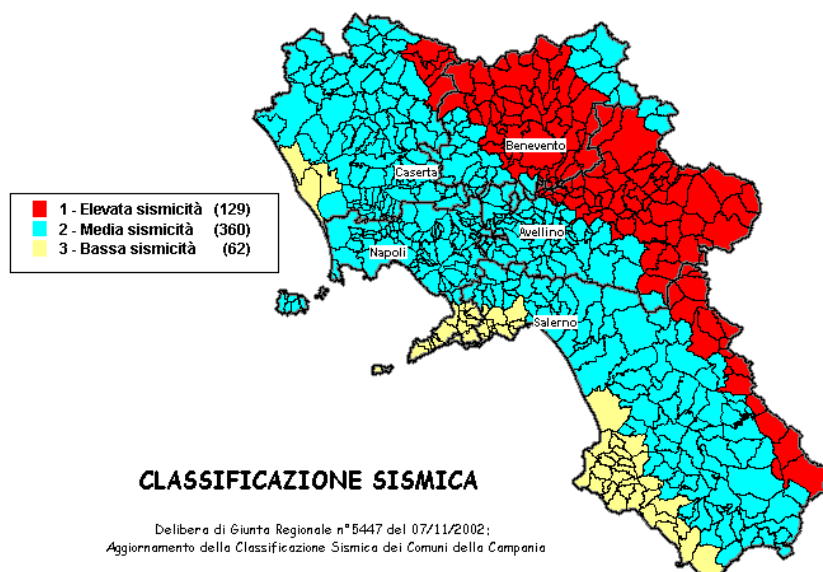


Sulla base dello stato dell'arte attuale, si può affermare che sussiste un campo di sforzi regionale complesso, e l'attività sismica non risulta associata ad una particolare struttura tettonica, al contrario, sussiste una molteplicità per quanto riguarda le sorgenti sismogenetiche.

Generalmente, la profondità focale dei terremoti che si sviluppano lungo l'asse principale della catena (Irpinia e Sannio) è inferiore a 20 km, mentre ad est, fuori dal margine della catena (area potentina), le profondità sono decisamente superiori e comprese nell'intervallo 20-40 km. Infine una terza area, caratterizzata da bassa sismicità, è situata nella zona esterna dell'orogene appenninico, tra il Vallo di Diano e la Val d'Agri (Weber et alii, 2007). C'è da aggiungere inoltre, che nel territorio campano esiste una sismicità locale associata al vulcanismo attivo del Somma – Vesuvio, dei Campi Flegrei e dell'isola di Ischia, caratterizzata da sorgenti poco profonde, localizzate generalmente entro i primi 5 km dalla superficie terrestre.

Solitamente, si ritiene che l'attività tettonica e la sismicità dell'Appennino sono da attribuire esclusivamente alla compressione generata dallo scontro tra la zolla africana e quella europea. Tale affermazione supporta solo in parte i processi dinamici che interessano l'orogene appenninico. Ciò in quanto l'evoluzione plio-pleistocenica della catena ha visto l'attivazione di meccanismi estensionali associati all'apertura del bacino di retro arco, che hanno prodotto uno stato tensionale che dal Tirreno si estende fino ai primi contrafforti della catena appenninica (Luongo, 2001).

Al fine di prevenire le conseguenze dei terremoti, talvolta catastrofici, negli ultimi anni sono stati condotti numerosi studi che hanno permesso, sulla base della frequenza e dell'intensità della sismicità storica, di pervenire ad una zonazione del territorio nazionale classificando le diverse aree in tre categorie sismiche, corrispondenti a livelli di pericolosità crescenti. Per quanto riguarda l'intera penisola italiana, è stato classificato come sismico ben il 45% del territorio nazionale, e per simili contesti, lo stato italiano ha disposto norme che regolano le condizioni antisismiche da attuare per le nuove costruzioni e i consolidamenti necessari per quelle già esistenti. Focalizzando l'attenzione sulla regione Campania, si evince che la maggior parte dei comuni sono stati considerati, seppur in misura differente, soggetti a rischio sismico. In particolare, dalla nuova mappa sismica della regione, varata con la *delibera della Giunta regionale n. 5447 del 7 novembre 2002*, derivante dall'aggiornamento della precedente classificazione sismica dei comuni della Regione Campania risalente al 1981, ben il 24% dei comuni campani (129) è stato classificato nella categoria corrispondente al più alto livello di sismicità. Inoltre, 360 comuni, ovvero il 65%, di cui fanno parte anche Napoli e Salerno, sono inclusi nella classe di sismicità intermedia, mentre il restante 11% (62 comuni) rientra nel più basso grado di sismicità.



*Figura 45 – La nuova mappa sismica della regione, varata con la delibera della Giunta regionale n. 5447 del 7 novembre 2002, aggiornamento della Classificazione Sismica dei Comuni della Campania.*

### 3.3.2 I terremoti storici della Campania

La Campania, nel corso negli ultimi secoli, ha più volte subito le conseguenze di terremoti particolarmente intensi che hanno segnato in maniera significativa numerosi centri abitati, lasciando tracce non solo nel patrimonio urbanistico ma anche nella memoria storica della collettività. Di seguito verrà esposta una cronistoria dei principali terremoti che hanno caratterizzato la sismicità storica della regione Campania, a partire dal XV secolo, denotando le peculiarità intrinseche dei singoli eventi, i contesti areali colpiti e gli effetti derivati.

Uno dei più grandi terremoti che ha interessato in tempi storici l'Appennino meridionale è senz'altro il sisma del 5 Dicembre 1456, con epicentro nella zona del Sannio, la cui magnitudo è stata valutata di 7.5 e la lunghezza del piano di faglia di circa 100 km (Luongo, 2001). Diverse furono le regioni dell'Italia centro-meridionale che risentirono di tale evento: Lazio, Abruzzo, Molise, Campania, Puglia e Basilicata. Raffaele Colapietra, nel VI volume della *Storia del Mezzogiorno* (cit., pp.55-56), riferisce: *“L'anno 1456 è peraltro ben altrimenti memorabile sotto l'angolazione ambientale e culturale della storia delle nostre regioni per il grande terremoto della notte di S. Barbara, il 4 Dicembre, che sconvolse letteralmente l'amplessima zona che ne costituì l'epicentro tra Caramanico..., Benevento e Campobasso... In verità le testimonianze sono quanto di più agghiacciante e catastrofico si possa immaginare: 625 morti a Lanciano, quindi circa un sesto della popolazione, 433 ad Ortona, circa 300 a Vasto, ...1313 morti a Larino”*. E' ipotizzabile che i meccanismi di rottura che caratterizzarono questo sisma fossero particolarmente complessi, con l'interessamento di più segmenti di faglia orientati prevalentemente secondo l'asse della catena e dislocati da strutture trasversali (Luongo, 2001).

Il 19 Agosto 1561, la Campania fu nuovamente colpita da un sisma, comunemente conosciuto come il terremoto del Vallo di Diano, in quanto tale fu l'area che presentò il maggior numero di danni, tuttavia alcuni autori (Valensise et alii, 1999) sostengono che l'epicentro si collocasse per lo più in prossimità di Polla (SA). La magnitudo del sisma fu approssimativamente di 6.4 (INGV-DBMI1<sup>1</sup>), e l'energia sprigionata provocò la quasi completa distruzione degli abitati di Tito (PZ), Sant'Arsenio e San Pietro al Tanagro (SA) e causò crolli diffusi e gravi danni in numerose altre località nell'area compresa tra il Vallo di Diano, i monti Alburni e il versante meridionale del Vulture.

Il terremoto che si verificò il 5 Giugno 1688 colpì gravemente il Sannio, provocando danni in tutti i comuni della Provincia di Benevento tra cui Alife, di cui quasi tutte le case furono rase al suolo, Alvignano, Benevento, Pietraroja, Tocco Caudio e Cerreto Sannita, che fu completamente

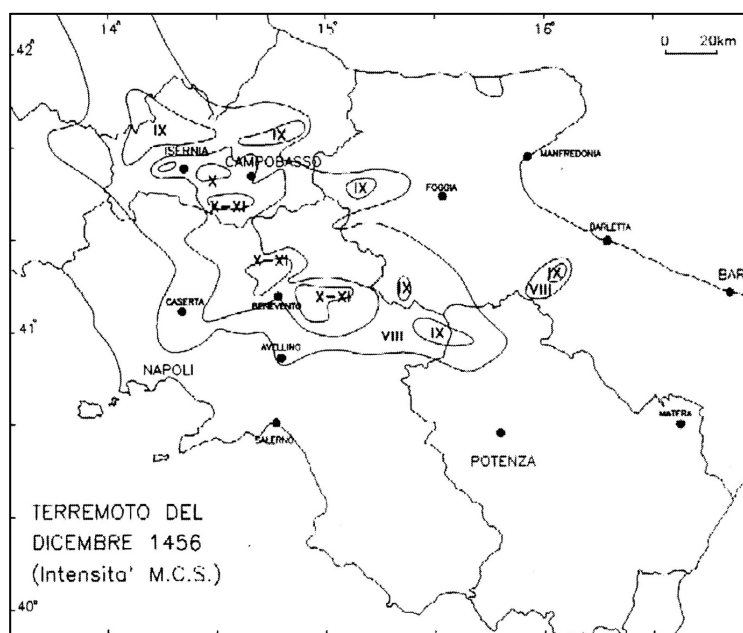


Figura 46 – Isosiste del terremoto del 1456. Si tratta del più grande terremoto che abbia interessato in tempi storici l'Appennino meridionale. Le intensità massime raggiungono in più punti picchi del XI grado MCS (da Luongo, 2001).

<sup>1</sup> DBMI11: Database Macrosismico Italiano 2011



distrutta e vide la morte di 4.000 persone (la metà degli abitanti). La magnitudo fu di 6.8, con picchi del X- XI grado della scala MCS, sufficientemente violento da essere avvertito anche a Napoli, dove procurò diversi danni agli edifici civili e religiosi (Baratta, 1901). Sei anni dopo, l'8 *Settembre 1694*, una nuova scossa di magnitudo 7.0 colpì ancora la Campania (DBMI11), ed in particolare l'Irpinia, dove i comuni più danneggiati furono: S. Angelo dei Lombardi, Lioni, Conza della Campania, Calitri, Bisaccia e Picerno. In totale il territorio colpito tra Campania e Basilicata, circa 9500 kmq, comprendeva 56 comuni sulla dorsale appenninica, tra le province di Avellino e Potenza, le conseguenze economiche furono molto gravi e il numero di morti circa 6 mila.

Il 14 *Marzo 1702*, un violento terremoto di magnitudo 6.4, con epicentro localizzato a Castel Baronia (AV), colpì il Sannio e l'Irpinia (DBMI11). I danni furono gravissimi e circa 400 persone morirono tra la provincia di Benevento e Avellino. Leggeri danni anche a Napoli, nel casertano e nel foggiano.

Sempre nel XVIII secolo, precisamente nel 1732, un forte sollecitazione tellurica di magnitudo 6.8 (X-XI grado della scala MCS), seguita da repliche per circa un anno, fu avvertito il 29 *novembre* in una vasta area dell'appennino meridionale. Il sisma provocò oltre un migliaio di morti e causò gravi danni al patrimonio edilizio di numerose località delle provincie di Benevento ed Avellino; la zona più danneggiata fu quella epicentrale, ovvero l'Irpinia (Dipartimento della protezione civile, 1999).

Il 26 *Luglio 1805*, un fortissimo sisma, tra i più documentati e notoriamente conosciuto come il terremoto di S. Anna, colpì l'Appennino molisano. La sollecitazione tellurica interessò una vasta area dell'Italia centro-meridionale ed ebbe effetti distruttivi nell'area pedemontana del Matese. La scossa fu disastrosa per una trentina di paesi e villaggi del vallo di Bojano e della pianura che si estende da Isernia a Campobasso. L'intensità, di magnitudo 6.8 (XI grado della scala MCS), comportò complessivamente 5.573 vittime e 1.583 feriti (Boschi et alii, 1995).

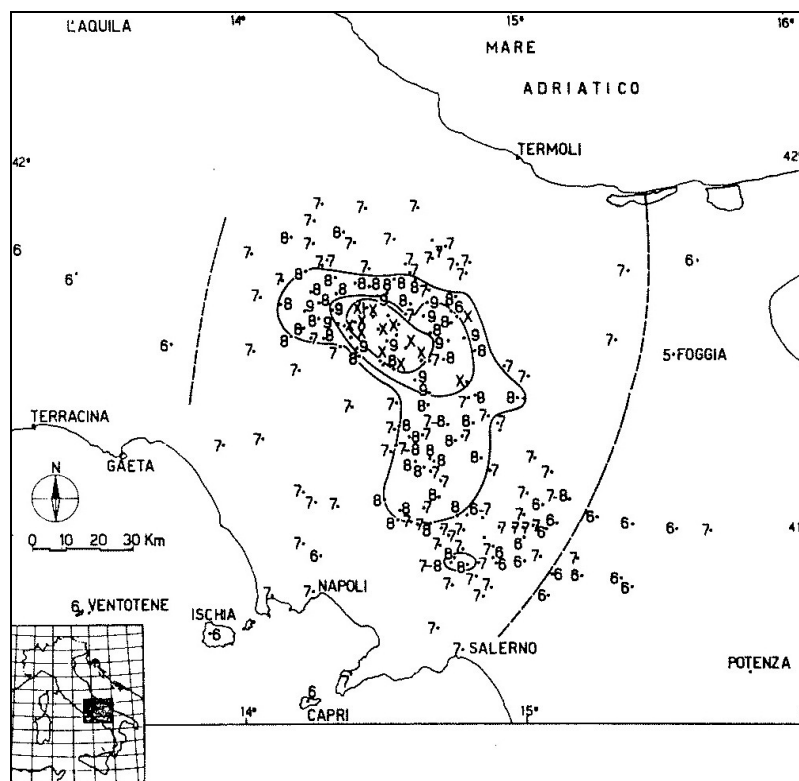


Figura 47 – Campo macrosismico: isosiste del terremoto di S. Anna del 26 Luglio 1805 (da Esposito et alii, 1987)

Durante il decennio 1850-1860, l'Appennino meridionale fu segnato dall'avvenimento di fenomeni sismici particolarmente intensi che misero a dura prova le popolazioni locali. Il primo, di questa successione di eventi, fu il sisma del *14 Agosto 1851*, di magnitudo 6.4 (DBMI11), pari al decimo grado della scala Mercalli, con epicentro nella zona del Vulture. Tale scossa, si ricorda come una delle più forti che abbia mai colpito la Basilicata, e data la sua intensità fu chiaramente avvertita anche nel territorio campano, ed in particolare in Irpinia e nella media valle dell'Ofanto, causando gravi danni e circa un migliaio di morti. Due anni dopo, il *9 Aprile 1853*, una devastante scossa di magnitudo 6.0 (IX grado della scala MCS), con epicentro a Caposele (AV), colpì nuovamente l'Irpinia producendo i maggiori danni nel territorio dell'alta valle del fiume Sele.

A conclusione di un decennio nefasto, avvenne infine il terremoto del *16 Dicembre 1857*. L'epicentro fu localizzato a Montemurro (PZ) e l'intensità del sisma venne stimata di magnitudo 7.0, pari all'undicesimo grado della scala Mercalli (DBMI11). Il terremoto devastò una vasta area della Basilicata e una parte della Campania: in particolare furono colpite l'attuale provincia di Potenza e la zona centro-orientale di quella di Salerno.



*Figura 48 – Le rovine di Montemurro (PZ) a seguito del sisma del 16/12/1857, illustrate da Alphonse Bernoud.*

I danni più gravi furono risentiti nelle zone montuose, in particolare nella vallata dell'Agri. Più di 180 località, comprese in un'area di oltre 20.000 kmq, subirono danni gravissimi al patrimonio edilizio, tanto da rendere inagibili gran parte delle case. Entro quest'area, più di 30 centri subirono danni disastrosi: interi paesi e villaggi sparsi su una superficie di 3.150 kmq, furono rasi al suolo. Negli attuali comuni di Montemurro, Grumento Nova (allora Saponara), Viggiano, Tito, Marsico Nuovo e Polla si ebbe il maggior numero di morti. Complessivamente vi furono 3.313 case crollate e 2.786 pericolanti e inabitabili. Secondo le fonti ufficiali, nella provincia di Potenza vi furono 9.732 morti e 1.207 nella provincia di Salerno: complessivamente 10.939 vittime. I feriti furono oltre 9.000 (Boschi et alii, 1995).

Tra i terremoti distruttivi, che hanno interessato l'Appennino campano nel corso del XX secolo, va certamente ricordato il sisma che colpì l'Irpinia il *23 Luglio 1930*. La scossa principale si manifestò poco dopo la mezzanotte, con un'intensità di magnitudo 6.8 della scala Richter (X grado della scala Mercalli), e a seguito di questa si verificarono repliche di minore intensità per circa un anno.



*Figura 49 – Abitazioni danneggiate a seguito del terremoto dell'Alta Irpinia del 23 Luglio 1930 (da Dipartimento della protezione civile, 1999).*

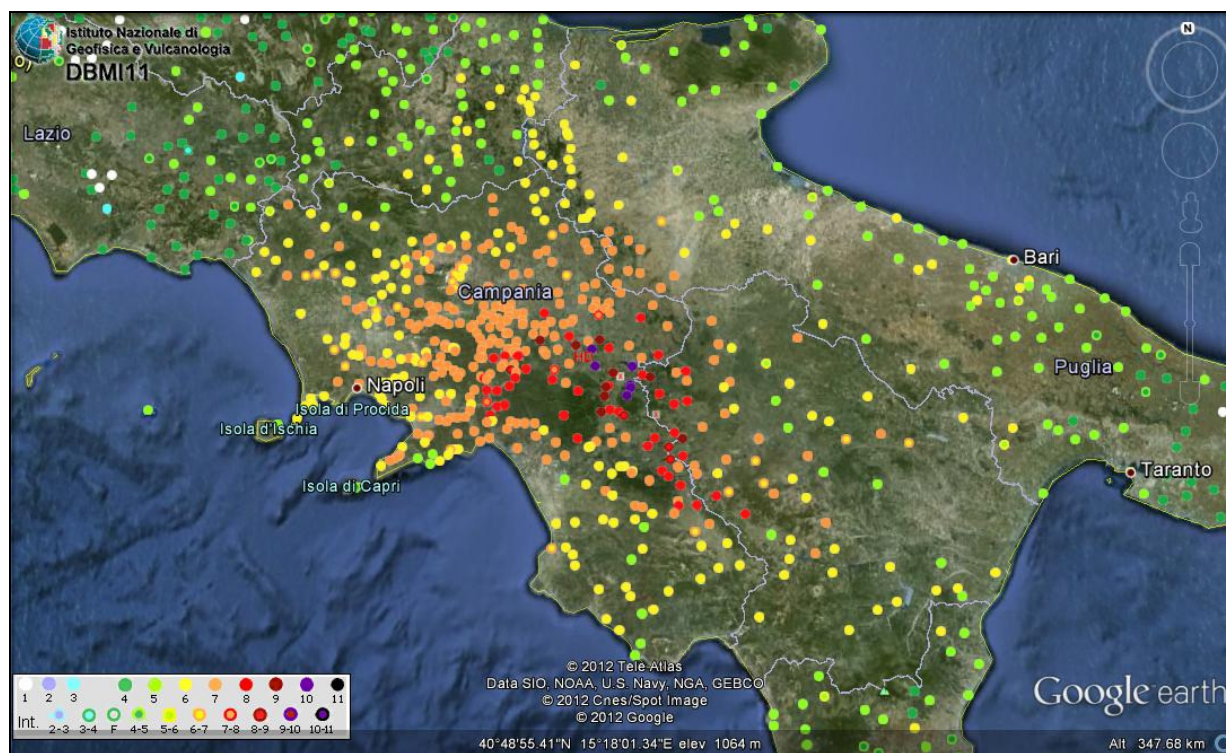
Il sisma fu risentito in un vastissimo territorio tra la Campania, la Puglia e la Basilicata per una superficie totale stimata di 36000 km<sup>2</sup> e portò alla distruzione completa dei paesi posti in prossimità dell'epicentro, come: Villanova del Battista, Trevico, Aquilonia e Lacedonia in provincia di Avellino. L'area danneggiata presenta una forma ellittica allungata in direzione appenninica (nord ovest-sud est) e mostra una debole concavità in direzione sud ovest (Emolo et alii, 2000). A seguito dell'evento è stato possibile riconoscere numerosi effetti primari e secondari.

Fenomeni di estese fratturazioni superficiali con dislocazioni verticali furono osservati a Flumeri, Villanova del Battista ed Ariano Irpino, con un trend NW-SE, ai quali si aggiunge il riconoscimento di 26 frane (Rock falls, earth flows, slump-earth flows, ecc). Furono, inoltre, osservati ben 39 fenomeni di variazione idrogeologica (incremento/decremento di portata nelle sorgenti e nei pozzi, variazione dei parametri chimico fisici delle acque). Importanti variazioni di portata furono osservati non solo in aree prossimali come Vallata e Aquilonia (AV), ma anche a Telese (BN) e a Caposele (AV) localizzati lontano dall'epicentro, e a distanze ancora maggiori, a 100 km dall'epicentro, furono osservati variazioni nell'attività endogena nei Campi Flegrei (Porfido et alii, 2004).

È ancora una volta l'Irpinia, il *21 Agosto 1962*, scenario di una forte evento sismico, questa volta di magnitudo 6.2, pari al nono grado della scala Mercalli (DBMI11). Il terremoto, con epicentro nei pressi di Ariano Irpino (AV) fu caratterizzato da due distinte e violente scosse, separate da un intervallo di circa dieci minuti. L'area che presentò il maggior numero di danni fu la zona posta al confine tra l'Irpinia e il Sannio, ma la sollecitazione tellurica fu chiaramente avvertita anche tra le province di Avellino, Benevento, Campobasso, Salerno, Napoli, Potenza e Foggia.

L'ultimo evento sismico di elevata intensità, un dramma ancora impresso nella mente di molti, si verificò alle ore 19 e 34 di domenica *23 Novembre 1980*. Una forte scossa di magnitudo 6.9 (X grado della scala MCS), con epicentro tra i comuni di Teora, Castelnuovo di Conza a Conza della Campania, causò ingenti danni nel territorio Campano e nella Basilicata centro-settentrionale, producendo la morte di 2.914 persone, 8.848 feriti e 280.000 sfollati.





*Figura 50 – Mappa dell'intensità della scossa sismica del 23 Novembre 1980. I dati sono forniti dal Database Macrosismico Italiano 2011.*



*Figura 51 – L'abitato di Teora (AV) raso al suolo dopo l'evento sismico del Novembre 1980.*

I comuni più duramente colpiti furono quelli situati in prossimità della zona epicentrale, tuttavia gli effetti si estesero in una zona molto più vasta dell'Appennino meridionale. A Napoli, nel quartiere di Poggioreale, crollò una palazzina in via Stadera che causò la morte di 52 persone.

Dal punto di vista geologico, il meccanismo focale che generò il sisma, fu caratterizzato da tre distinti fenomeni di rottura lungo differenti segmenti di faglia succedutisi in circa 40 secondi. La rottura si è propagata dall'ipocentro interessando segmenti di faglia lungo i Monti Marzano, Carpineta e Cervialto. Dopo circa 20 secondi, la rottura si propagò verso SE in direzione della Piana di San Gregorio (Porfido et alii, 2004). L'ultimo segmento di faglia ad

essere stato interessato dal processo di rottura, dopo 40 secondi, è localizzato a NE del primo segmento. In generale quindi, numerose sono state le evidenze di fagliazione riconosciute per una lunghezza totale di circa 45 km, nonché fenomeni di fratturazione concentrati soprattutto nell'area di VIII grado. Oltre al rilevamento di numerosi fenomeni sismoindotti, furono osservate

significative variazioni di portata, nelle sorgenti e nei fiumi, soprattutto nell'alta valle del Sele, e nell'area del massiccio del Matese (Porfido et alii, 2004).

Data evento	Epicentro	Magnitudo	I max (MCS)
05/12/1456	Sannio	7.5	X
19/08/1561	Vallo di Diano	6.4	IX
05/06/1688	Sannio	6.8	XI
08/09/1694	Irpinia	7.0	X
14/03/1702	Castel Baronia (AV)	6.4	IX
29/11/1732	Irpinia	6.8	XI
26/07/1805	Matese	6.8	XI
14/08/1851	Vulture	6.4	X
09/04/1853	Caposele (AV)	6.0	IX
16/12/1857	Montemurro (PZ)	7.0	XI
23/07/1930	Villanova del Battista (AV)	6.8	X
21/08/1962	Ariano Irpino (AV)	6.2	IX
23/11/1980	Teora (AV)	6.9	X

*Tabella 6 – Sintesi dei terremoti, con intensità superiore a 6.0 della scala Richter, che hanno colpito l'Appennino campano nel corso degli ultimi 600 anni.*

La collocazione spaziale degli epicentri dei terremoti più intensi manifestatisi in Campania, pone in evidenza l'alta sismicità che contraddistingue in modo particolare il territorio sannita e quello irpino, soggetti in tempi storici a sollecitazioni sismiche tali da provocare effetti anche nei territori limitrofi, talvolta sino alle zone costiere della regione. Nella quasi totalità dei casi ciascuno dei terremoti sopraelencati si è manifestato nell'area di studio con intensità superiori al VII-VIII grado della scala M.C.S. Oltre alla particolare esposizione dell'alta valle del Sele agli avvenimenti tellurici dell'Appennino Meridionale si aggiunge la presenza di tre sistemi di faglie recenti (3, 4 e 5) rilevate nel settore d'interesse, come illustrato nella carta delle faglie tardo-quaternarie dell'Appennino Meridionale (fig. 44). Le suddette condizioni, congiunte alle peculiarità geologiche e geomorfologiche locali, hanno avvalorato la scelta dell'alta valle del Sele come area campione su cui far convergere le indagini in programma, volte ad approfondire l'innescò dei fenomeni sismoindotti a cinematismo lento.

## *Capitolo 4*

### *Aspetti conoscitivi dell'area di studio*

## **4.1 Inquadramento geologico**

Di fondamentale interesse, al fine di una corretta illustrazione del quadro geologico d'insieme, risulta la conoscenza dei terreni affioranti in tutto il comprensorio dell'alta valle del fiume Sele. A tal proposito, la carta geologica dell'Appennino meridionale in scala 1/250000 (fig. 52) e la carta geologica d'Italia in scala 1/100000, di cui in particolare i fogli 186 (San Angelo dei Lombardi) e 198 (Eboli), hanno fornito una visione introduttiva e globale del contesto geologico caratterizzante il bacino idrografico oggetto di studio.

Tra i depositi di substrato più antichi si annoverano unità eterogenee derivate dalla deformazione di domini paleogeografici sia interni che esterni della catena appenninica. Lungo il margine occidentale ed orientale del bacino si riscontrano rispettivamente i terreni appartenenti alle Unità "*Picentini - Penisola Sorrentina*" e "*Taburno - M. Marzano - Monti della Maddalena*". La prima Unità si presenta costituita prevalentemente da depositi carbonatici per lo più con facies di piattaforma e solo localmente di scarpata; la successione tipica è rappresentata da dolomie massicce, calcareniti e marne con lamellibranchi, dolomie e scisti bituminosi del Trias superiore. Verso l'alto si passa ad una monotona successione di calcari più o meno dolomitizzati, talora oolitici, con alghe e lamellibranchi (in particolare requienie e rudiste), che va dal Lias al Cretacico superiore. La seconda Unità si presenta costituita da dolomie e calcari dolomitici in facies di piattaforma e scarpata del Trias superiore - Lias inferiore, seguite da breccie e calcareniti a cemento spatico in facies di scarpata, con età compresa tra il Lias medio e l'Eocene. Inoltre, a Laviano sono presenti calcareniti mioceniche, recentemente ridatate al Serravaliano (Bonardi et alii, 2009).

Nel settore nord-occidentale, presso lo spartiacque con il bacino dell'Ofanto, si rivengono i depositi marnoso-argilloso-calcarenitici della formazione del Flysch Rosso, risalente al periodo Cretacico sup. – Burdigaliano e ascrivibile alla successione bacinale prossimale dell'Unità *Lagonegro II*.

La quasi totalità del settore vallivo più interno presenta un substrato costituito da marne, spesso silicizzate, con patine e impregnazione di manganese; argilliti grigio-scure e nere; calcari e calcari marnosi grigi con caratteristico clivaggio tipo "pietra paesina"; un assieme caotico di argilliti grigio-scure contenente frammenti di arenarie micacee nerastre e calcari marnoso-siliciferi; calcareniti gradate con intercalazioni di marne rosse e verdi e, a luoghi, brecciole gradate a nummuliti ed altri macroforaminiferi (Bonardi et alii, 2009). Tali depositi bacinali vengono attualmente ascritti all'Unità *Parasicilide* (Ciarcia et alii, 2009), di età compresa tra il Cretacico superiore e il Burdigaliano, così definita per la presenza di litologie simili a quelle delle Unità Sicilidi (argille varicolori, membro di Monte Sant'Arcangelo).

Il flysch di Castelvetro (Tortoniano superiore – Messiniano inferiore), costituito da areniti a grana variabile con intercalazioni argilloso-marnose, localmente conglomeratiche, con olistostromi di argille varicolori ed olistoliti carbonatici, affiora diffusamente in tutto il settore settentrionale del bacino, tra i comuni di Caposele e Laviano, e solo localmente nel resto della depressione valliva sino alle propaggini meridionali dell'area di studio.

A completamento del quadro conoscitivo sulla natura geologica dei terreni affioranti in alta val Sele, si riconoscono i depositi continentali pleistocenici e olocenici di varia natura posti in copertura del substrato cretacico e terziario. Tra essi è possibile riconoscere: depositi alluvionali attuali ed antichi terrazzati, depositi detritici sciolti di accumulo ai piedi dei versanti, depositi travertinosi ed infine depositi fluvio-lacustri.

I "*depositi alluvionali*", costituiti in prevalenza da ciottoli arrotondati (debolmente cementati nei depositi antichi terrazzati) sabbie e limi di età olocenica, occupano in genere gli alvei



del Sele, dei suoi principali tributari (T. Temete, T. Bisignano, Vallone Traiano) ed il settore vallivo a cavallo della confluenza tra il Sele ed il Tanagro.

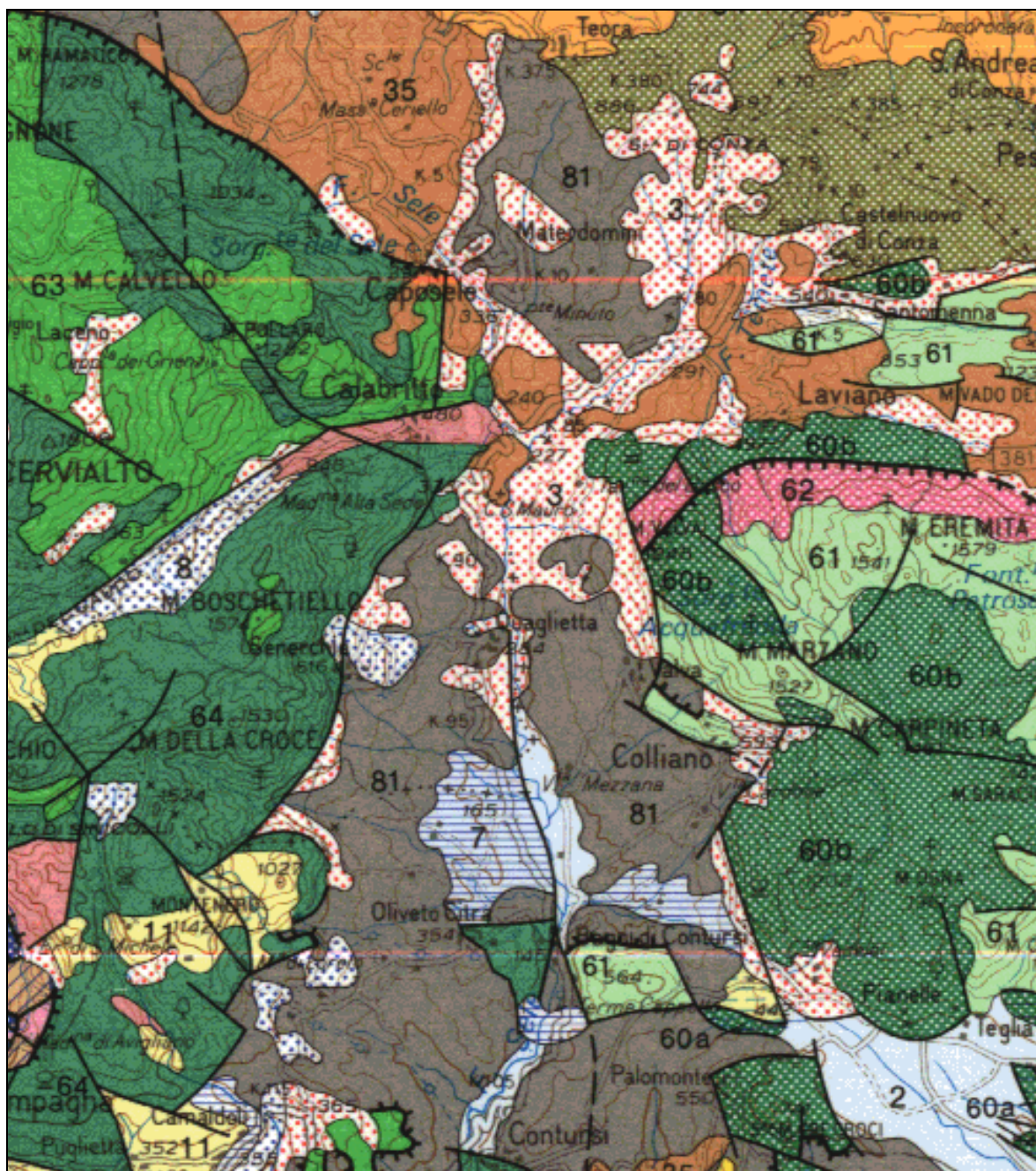


Figura 52 – Stralcio della carta geologica dell'Appennino Meridionale in scala 1/250000. In evidenza i terreni affioranti in alta val Sele. 2) Alluvioni, sedimenti lacustri e lagunari (Olocene); 3) Detriti di falda, eluvioni, aree in frana (Olocene); 7) Depositi alluvionali terrazzati (Pleistocene medio-sup.); 8) Detriti di falda cementati, terra rossa (Pleistocene superiore); 11) Conglomerati alluvionali dislocati (Pleistocene medio-inf.); 35) Formazione di Castelvetro (Serravaliano – Tortoniano inf.); 54) Flysch rosso (Cretacico sup. – Oligocene); 60a) Calcari a rudiste (Cretacico sup.); 60b) Risedimenti carbonatici (Cretacico – Eocene); 61) Depositi carbonatici di piattaforma di piattaforma e di margine (Lias – Cretacico inf.); 62) Dolomie e calcari dolomitici (Tria sup. – Lias inf.); 63) Calcari a rudiste (Cretacico sup.); 64) Depositi carbonatici di piattaforma (Lias – Cretacico inf.); 81) Calcareni, marne, argilliti, argille variegata, arenarie (Cretacico -Miocene inf.)



Le alluvioni recenti raggiungono una discreta estensione soprattutto nel tratto compreso fra Quaglietta e Bagni di Contursi, sia per la minor pendenza del fiume sia per la confluenza nel medesimo di alcuni torrenti di una certa entità (Acquabianca e La Piceglia in destra e Vallone Traiano in sinistra). I terreni alluvionali più antichi affiorano invece tra il basso corso del torrente La Piceglia e Case Cartera, alla confluenza del torrente Bisignano con il vallone Traiano e a sud di Contursi fino alla confluenza con il Tanagro. I “*depositi detritici sciolti di accumulo ai piedi dei versanti*” bordano più o meno con continuità i rilievi carbonatici facenti capo al gruppo di M. Cervialto ed a quello di M. Marzano - M. Ognà. Litologicamente si presentano come frammenti e blocchi di rocce carbonatiche misti a detriti per accumulo torrentizio.

Per ciò che concerne i “*depositi travertinosi*”, sono riscontrabili in un'unica grossa placca, in sinistra Sele all'altezza del km 102,5 della S.S. 91, a sud di Bagni di Contursi, connessi all'emergenza delle locali sorgenti sulfuree (De Riso, 1968).

Infine, “*depositi fluvio-lacustri*” si rinvenivano presso Filette di Palo (ad ovest di M. Pruno) ed in prossimità di M. Raia (Piano Canale). Tali depositi vengono fatti risalire al Quaternario antico e si presentano costituiti da limi grigiastri associati a materiali sabbiosi e conglomeratici.

La cartografia geologica d'Italia (progetto Carg) in scala 1/50000, con particolare riferimento ai fogli n. 450 (S. Angelo dei Lombardi) e n. 468 (Eboli), ha costituito un importante e dettagliato strumento conoscitivo sulle unità formazionali presenti in alta val Sele. Inoltre, la suddetta base cartografica è stata impiegata nell'ambito delle operazioni di studio sviluppate nel corso della presente ricerca.

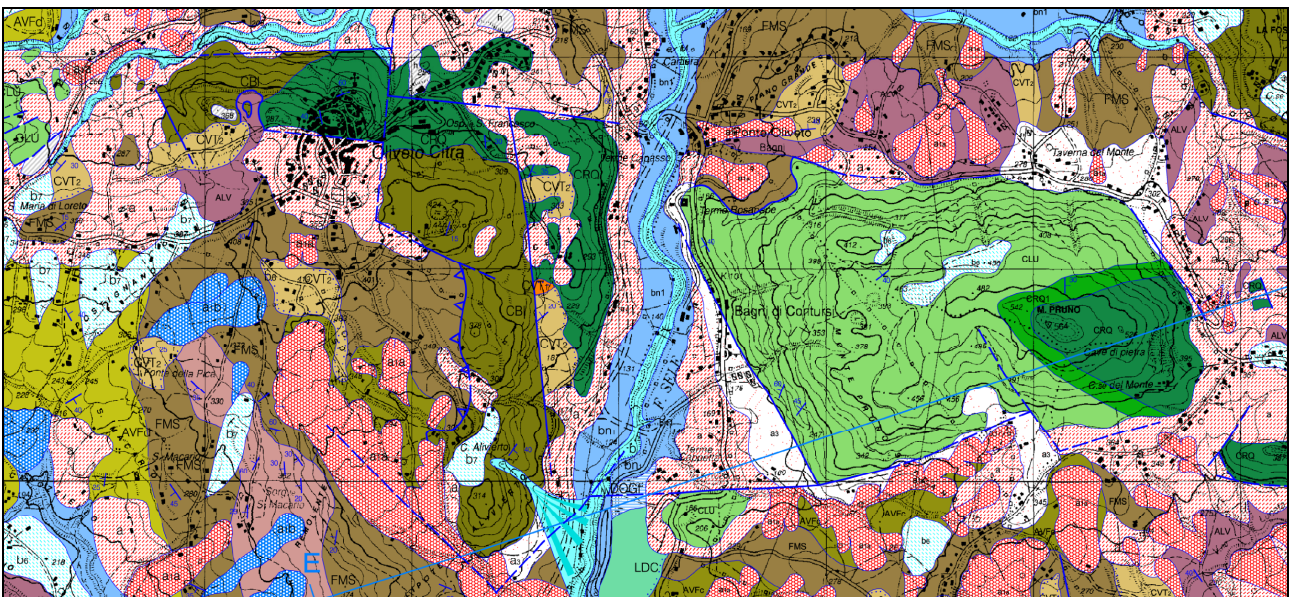


Figura 53 – Stralcio cartografico relativo alla zona di Oliveto Citra – Bagni di Contursi, estratto dal foglio geologico Carg n.468 Eboli.

La consultazione dei fogli geologici in scala 1/50000 ha permesso di constatare l'ampia eterogeneità del territorio evincendo la presenza delle seguenti unità formazionali di copertura e di substrato:

#### **Terreni di copertura:**

- **Deposito antropico (h)** – Terreni caotici di riporto costituiti da argille, sabbie e ghiaie (*Attuale*);

- **Deposito alluvionale (b)** – Ghiaie e ghiaie sabbiose ad elementi carbonatici, da subangolosi ad arrotondati, di dimensioni decimetriche e centrimetriche, a luoghi con matrice sabbiosa prevalente e con lenti di sabbia e di limi. Depositi fluviali in alveo e di golena; depositi di conoide torrentizia attiva e localmente inattiva o quiescente (*Olocene – Attuale*);
- **Deposito di frana (a<sub>1a</sub>)** – Accumuli gravitativi, a struttura caotica, argilloso limosi e subordinatamente a clasti eterometrici, con evidenze di evoluzione in atto del movimento franoso; la natura dei blocchi e della matrice dipende dalla successione originaria coinvolta (*Olocene – Attuale*);
- **Deposito di versante (a)** – Depositi clastici sciolti ad elementi carbonatici ed in subordine calcareo-marnosi ed arenacei, prevalentemente angolosi ed eterometrici, a matrice sabbioso-siltosa e pelitica grigio-bruna, localmente arrossata. Costituiscono falde, coni o fasce di coni coalescenti localizzati lungo i pendii ed alla base dei versanti (*Olocene – Attuale*);
- **Prodotto eluviale (b<sub>6</sub>)** – Coltri alteritiche e paleosuoli con fenomeni di pedogenesi ancora in atto; sabbie e limi argillosi di colore dal bruno al rossastro; argille nerastre con subordinata frazione piroclastica e localmente con residui clasti della roccia madre. Depositi derivanti da processi di alterazione in situ delle successioni affioranti (*Olocene – Attuale*);
- **Deposito colluviale (b<sub>7</sub>)** – Limi, limi sabbiosi e argille nerastre con ciottoli e blocchi di natura calcareo-marnosa ed arenacea e subordinata frazione piroclastica. Depositi per processi di accumulo in paleoconche per trasporto meteorico e/o gravitativo lungo i versanti (*Olocene – Attuale*);
- **Deposito vulcanoclastico (I)** – Pomice e ceneri incoerenti localmente rimaneggiate e pedogenizzate, ascrivibili ad eruzioni del tardo Quaternario da riferire con ogni probabilità ai centri eruttivi della provincia vulcanica campana (*Pleistocene sup. ? – Olocene*);
- **Deposito di frana antica (a<sub>1b</sub>)** – Detrito caotico eterometrico ed eterogeneo, con pezzame litoide del substrato, in matrice siltoso-argillosa, pedogenizzato o parzialmente cementato in superficie (*Pleistocene sup. – Olocene*);
- **Deposito palustre (e<sub>3</sub>)** – Argille e limi siltosi di colore nerastro con ciottolotti calcarei a spigoli vivi e frazione piroclastica. Il deposito si presenta sospeso a +80 m sull'attuale fondovalle (*Pleistocene sup. p.p. – Olocene*);
- **Deposito alluvionale terrazzato (b<sub>n1</sub>)** – Ghiaie ad elementi carbonatici eterometrici, e sabbie a granulometria da grossolana a media, variamente addensate e/o pedogenizzate, poste fino a 15-20 m sul letto fluviale. Alluvioni incise o terrazzate, depositi di conoide torrentizia inattiva e incisa (*Pleistocene sup. p.p. – Olocene*);
- **Detrito di falda (a<sub>3</sub>)** – Depositi clastici carbonatici eterometrici e in subordine calcareo-marnosi, a matrice argilloso-limosa bruna o arrossata, talora assente; a luoghi addensati o parzialmente cementati, clinostratificati. Forma una fascia più o meno continua alla base dei versanti (*Pleistocene sup. – Olocene*);

### **Terreni di substrato**

- **Supersintema di Eboli (CE)** – Conglomerati e ghiaie con ciottoli e blocchi di natura calcareo-dolomitica con matrice sabbioso-limosa carbonatica, e, in subordine, pacchi di conglomerati a clasti poligenici, in banchi e strati. Sono presenti strutture trattive fluviali, embriciatura dei clasti e stratificazione incrociata, intercalazione di travertini fitotermali e stromatolitici di colore bianco-giallastro e travertini sabbiosi, massivi o in strati medio spessi e spessi (**CE<sub>n1</sub>**) e di livelli piroclastici di età compresa tra 1,5 e 0,9 Ma (*Pleistocene inf.*);
- **Argille ed argille siltose di Saginara (SGH)** – Argille ed argille siltose grigie e azzurre, con livelli di marne argillose, siltiti e rare sabbie, più frequenti verso l'alto. Ambiente di piattaforma neritica (*Pleistocene inferiore*);
- **Sintema Piano del Gaudio (GAU)** – Sabbie ben cementate, silt e marne bianche con lenti di lignite e argille nerastre, clasti carbonatici eterometrici più o meno arrotondati in matrice sabbiosa rosso-giallastra. Ambiente limnopalustre (*Pleistocene inf. p.p.*);
- **Sintema di Dogana (DOG)** – Depositi di versante con clasti calcarei e marnosi arrotondati, blocchi di detrito di falda cementato più antico, sabbie ghiaiose e matrice argillosa rossastra (**DOG<sub>a</sub>**). Conglomerati e ghiaie carbonatiche biancastre con clasti eterometrici, scarsa matrice sabbiosa

giallastra, in strati di spessore medio, clinostratificati; Microconglomerati e sabbie calcaree più o meno addensate e/o pedogenizzate, poste da +20 a +40 m sul letto del F. Sele. È presente un livello di tephra di colore ocreo di spessore decimetrico. Alluvioni incise o terrazzate, collegate alla conoide (**DOG<sub>b</sub>**) (*Pleistocene superiore*);

- **Sintema di Piano della Perella (PPE)** – Limi, argille e sabbie con ciottoli arrotondati, pedogenizzati, blocchi calcarei rielaborati da processi misti di versante alluvionali e gravitativi (*Pleistocene medio – superiore p.p.*);
- **Supersintema Battipaglia-Persano (BP)** – Sedimenti di ambiente fluviale e di conoide alluvionale (**BP<sub>a</sub>**), costituiti da conglomerati carbonatici clastosostenuti sub-arrotondati, a matrice sabbiosa, mal stratificati; a luoghi breccie calcaree in matrice sabbiosa e travertinoso prevalente, con intercalazioni di livelli ghiaiosi e travertino detritico biancastro, in strati spessi a geometria lenticolare. Questi sedimenti nel supersintema fanno passaggio laterale a depositi di ambiente fluviale di piana costiera e transizionale a marino (**BP<sub>b</sub>**), costituiti da alternanze latero-verticali di ghiaie sabbiose e sabbie poligeniche rubefatte, subordinate peliti sabbiose, occasionale componente piroclastica e frequenti episodi pedogenetici intercalati (*Pleistocene medio*);
- **Sintema di Licandro (LDC)** – Ghiaie con livelli di sabbie, sabbie con ciottoli e lenti limose pedogenizzate, disposte sul versante fino a +50 m sull'attuale letto fluviale. Ambiente deposizionale alluvionale e di conoide torrentizia con depositi terrazzati sospesi sul fondovalle (*Pleistocene medio p.p.*);
- **Sintema di Iumaiano (SVD)** – Conglomerati e breccie sospesi ad alta quota, granulosostenuti e ben cementati, massivi o ben stratificati, a clasti calcarei e subordinatamente dolomitici. Depositi misti di conoide alluvionale e debris-flow (*Pliocene superiore ?*);
- **Conglomerati ed arenarie di Vallone Vonghia (VVO)** – Paraconglomerati con clasti eterometrici di quarzo, granito e calcare, e matrice arrossata; arenarie quarzoso-litiche, grossolane, malstratificate, poco cementate, talora con piccoli clasti argillosi grigio-verdi e matrice biancastra. Ambiente alluvionale (*Messiniano superiore?*);
- **Formazione di Castelvete (CVT)** – Orto e paraconglomerati, arenarie quarzoso-litiche e quarzofeldspatiche, siltiti quarzoso-micacee, marne siltose e argille. Depositi per processi gravitativi e torbiditi. La formazione è composta da due membri in parte eteropici (*Tortoniano sup. – Messiniano inf.*). Il **membro siltoso-argilloso-marnoso (CVT<sub>2</sub>)** è composto da siltiti arenacee quarzoso-micacee, giallastre, in strati sottili con laminazione piano parallela e convoluta; sottili intercalazioni di argille e marne siltose grigio-verdi. Il **membro arenaceo-conglomeratico (CVT<sub>1</sub>)** è costituito da arenarie e conglomerati in strati e banchi, a geometria lenticolare e base erosiva, talora amalgamati, contenenti clay-chips e rari interstrati pelitici sottili, a luoghi arrossati e ricchi di frammenti di carbone, torbiditi arenacee quarzose e quarzo feldspatiche a cemento calcareo;
- **Formazione di Monte Sierio (SIE)** – Calciruditi e calcareniti a clasti carbonatici, brecciole a nummuliti e alveoline (**litofacies calcareo-clastica: SIEa**); talora nella parte alta, calcilutiti più o meno marnose, siltiti laminate e silicizzate, arenarie litiche laminate, calcareniti con nummuliti ed orbitoidi, blocchi e pacchi di strati di arenarie di tipo numidico (**litofacies calcareo-arenacea: SIEb**); Ambiente di scarpata (*Tortoniano superiore*);
- **Calcareniti di Laviano (LIA)** – Alternanze di calcareniti laminate e calcari marnosi giallastri e verdognoli in strati medi e sottili, e di marne ed argilliti marnose e siltose grigio-verdastre. Le calcareniti contengono talora una frazione arenacea e granuli di quarzo; depositi torbiditici di bacino – base scarpata (*Serravaliano – Tortoniano inf.*);
- **Unità di Calabritto (CBT)** – Alternanze di quarzareniti, quarzosiltiti, argille siltose in sequenza coarsening-upwards; alla base marne calcaree e calcari marnosi giallognoli in strati sottili. È stata distinta una litofacies arenaceo-conglomeratica (**CBTa**), potente varie decine di metri, costituite da areniti a grana media e grossa in banchi, microconglomerati con clasti di quarzo “numidico”, miche, rari clasti litici e clay-chips, a cemento calcareo e raramente siliceo, massivi e a luoghi gradati (*Langhiano sup. – Serravaliano ?*);
- **Tufiti di Tusa (TUT)** – La formazione è suddivisa in due litofacies, una arenaceo-argilloso-calcareo (**TUTa**), ed una arenaceo-marnosa (**TUTb**). La litofacies arenaceo-marnosa si presenta costituita da

- arenarie brunastre a granulometria media, micacee con subordinato quarzo sub-arrotondato, cemento calcitico, in strati medi con laminazione piano parallela e convoluta (Miocene inferiore);
- **Calcareniti e calciruditi di Monte Eliso (SOE)** – Calcareniti ad elementi di piattaforma carbonatica, con matrice dolocalcarenitica in strati medi; l'ambiente è di scarpata carbonatica caratterizzato da fenomeni gravitativi (Paleogene inferiore);
  - **Flysch Rosso (FYR)** – Calcareniti e calcilutiti di colore grigio, con macroforaminiferi, in strati sottili, con intercalazioni di marne e argille rosse e grigio-verdi bioturbate; ambiente pelagico da batiale a piede di scarpata carbonatica (*Cretacico sup. – Miocene inf. p.p.*);
  - **Argille Varicolori Superiori (ALV)** – Argille grigiastre e verdastre, talora rossastre e vinaccia, con intercalazioni di calcari e calcari marnosi bianco-giallastri in strati sottili di dimensioni variabili. L'ambiente deposizionale è di bacino marino profondo (*Aquitano*);
  - **Formazione di Monte S. Arcangelo (FMS)** – Calcari marnosi avana, giallastri, verdastri e grigiastri con venature di calcite e localmente con patine mangesifere, talora silicizzati; subordinate calcareniti avana e grigiastre, gradate e laminate; marne argillose brune, marne siltose bruno-chiaro straterellate, livelli di areniti micacee. La **litofacies marnosa (FMSa)** è costituita da marne e marne calcaree rosse e rosate tipo “scaglia” alternate a marne e marne argillose biancastre pulverulente, marne rosa e calcareniti fini grigio-avana a laminazione piano-parallela, in strati medio-sottili. La **litofacies calcareo-marnosa (FMSb)** si presenta costituita da calcari, calcari marnosi e marne di colore bianco in strati medio-spessi, calcareniti fini e calcilutiti bianco-grigiastre alternate a torbiditi arenaceo-calcaree e calcareo-marnose. L'ambiente deposizionale è marino bacinale (*Eocene superiore – Oligocene superiore*);
  - **Argille Varicolori Inferiori (AVF)** - Sono state individuate quattro litofacies a dominante pelitica. **Litofacies ad argilliti grigie (AVFd)**: argilliti scagliose grigiastre in strati spessi, marne e calcari marnosi grigi in strati sottili, arenarie micacee grigie a cemento siliceo con laminazione piano parallela e diffuse vene di calcite. (*Paleocene ? – Eocene medio-superiore ?*). **Litofacies argilloso-siltosa (AVFc)**: argille, argille siltose, argille marnose di colore grigio scuro, con intercalazioni di calcari, calcari marnosi bianco-giallastri, in strati sottili e molto sottili, che diventano più frequenti e più spesse verso l'alto. Depositi torbiditici di bacino marino profondo (*Paleocene ? – Eocene ?*). **Litofacies ad argilliti bruno-rossastre (AVFb)**: argilliti siltose e marnose bruno-rossastre, talora grigio-verdastre, tipicamente alterate in piccole scaglie (“galestri”), con frequenti impregnazioni di Fe-Mn; diaspri bruno-rossastri e verdastri, talora biancastri, in strati medio-sottili, a fratturazione concoide e scheggiata. L'ambiente deposizionale è di bacino marino profondo (*Paleocene ? – Eocene ?*). **Litofacies argillitico-quarzitica (AVFa)**: argilliti silicee ed argille grigio-brune, a luoghi con venature verdi e vinaccia, in strati spessi, alternate a quarziti microcristalline, diaspri e calcari siliciferi di colore verde bottiglia e grigio scuro, organizzate in strati regolari medi, sottili e molto sottili; argilloscisti con impregnazioni ferro-mangesifere e abbondanti vene di calcite. L'ambiente deposizionale è di bacino marino profondo (*Cretacico superiore ?*);
  - **Calcari bio-litoclastici con rudiste (CBI)** – Calcari chiari e massivi con abbondanti frammenti centimetrici e decimetrici di rudiste, grandi gasteropodi (nerideidi e acteonellidi) e black pebbles; subordinati calcari micritici, e sottili livelli calcareo-marnosi giallo-verdastri. Ambiente di piattaforma aperta esterna. È stata distinta la litofacies dei calcari “pseudosaccaroidi” (**CBIa**), costituite da diverse decine di metri di calcari bianchi massivi e calciruditi in banchi con abbondanti frammenti di rudiste, calcareniti gradate con rari microforaminiferi (orbitoidi). Ambiente di rampa carbonatica aperta, fino a scarpata superiore (*Cenomaniano sup. – Paleocene?*);
  - **Calcari con requenie e gasteropodi (CRQ)** – Calcari stratificati, nocciola, grigi o crema ricchi di nerinee, requenie, bivalvi, equivalvi e talvolta radiolitidi che possono formare lumachelle o rudstone bioclastici; alternati a calcari micritici con fenestrae laminate, black pebbles e tasche centimetriche di materiale marnoso rosa o verdastro e packstone e grainstone a intraclasti rotondeggianti. **Membro dei calcari a ooliti fibroso-raggiati (CRQ<sub>1</sub>)**: calcari intra-bioclastici con stratificazione incrociata, di colore crema o nocciola, i cui granuli sono spesso ricoperti di un cortex oolitico, a luoghi breccie con clasti eterometrici a dolomitizzazione selettiva della matrice (*Barremiano – Aptiano*). **Membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie laminate (CRQ<sub>4</sub>)**: costituito da grainstone di colore nocciola in

- strati e banchi e calcilutiti (mudstone) con abbondanti fenestrae e caratteristiche bande laminate bianche dolomitiche al top (*Cenomaniano*).
- **Calcari e calcari dolomitici (CLU)** – calcari stratificati oncolitici a tessitura grainstone nocciola chiaro o grigi, calcareniti e calcilutiti di colore nocciola scuro con rare fenestrae; rari gusci molto sottili e di piccole dimensioni di gasteropodi; Ambiente di piattaforma, prossimo a barre marginali (*Giurassico inf. – Neocomiano*);
  - **Calcari con Cladocoropsis e Clypeina (CCM)** – Calcari micritici ben stratificati di colore grigio, nocciola o avana, con intercalazioni marnose avana sottilmente stratificate con *Cladocoropsis mirabilis*. Ambiente di piattaforma di laguna protetta e ristretta (*Giurassico sup. – Neocomiano*);
  - **Calcari oolitici ed oncolitici (CDO)** – calcari in banchi o massivi, oolitici ed oncolitici, nocciola chiaro o grigi. Ambiente di piattaforma marginale, da barre oolitiche e aree biocostruite (*Giurassico inf. p.p. – Giurassico medio*);
  - **Calcari a Paleodasycladus (CPL)** – Calcari micritici stratificati, peloidali, localmente oncolitici, con *Paleodasycladus Mediterraneus* (*Hettangiano sup. – Pliensbachiano*);
  - **Dolomia superiore (DBS)** – Dolomie stratificate, grigio chiaro, nocciola o rosa con fenestrae laminate, stromatoliti e resti di bivalvi spatizzati e frequenti intraclasti piatti; si alternano a dolomie grigio chiaro in orizzonti massivi con numerosi calchi e modelli interni di piccoli megalodontidi e gasteropodi turricolari. **Membro delle dolomie a bande (DBS<sub>1</sub>)**: alternanze di dolomie chiare stratificate con fenestrae laminate e stromatoliti, e dolomie scure a laminazione piano-parallela (*Norico – Retico p.p.*). **Membro delle dolomie nere bituminose (DBS<sub>2</sub>)**: dolomie scure o nere, fetide alla percussione, fittamente straterellate, con laminazione piano-parallela, talora con una gradazione appena percettibile; raramente stromatolitiche (*Norico – Retico*). **Membro dei calcari e dolomie a Megalodon (DBS<sub>4</sub>)**: calcari grigi, calcari dolomitici e dolomie, in strati da sottili a molto spessi. Orizzonti con abbondanti valve di megalodontidi di calcite o dolomite spatica fibrosa. È stata distinta una litofacies di dolomie bruno saccaroidi (**DBS<sub>4s</sub>**) con grandi valve di megalodontidi di dolomia microcristallina bianca. Ambiente di piattaforma peritidale, passante lateralmente a laguna ristretta o a black-reef (*Norico – Hettangiano p.p.*);
  - **Olistostroma (Os)** – Peliti conglomeratiche caotiche, costituite da argille scagliose e pieghettate con lucentezza sericea, argilliti policrome rosse e verdognole, argille grigio-scure, calcari brunastri e calcari marnosi a frattura concoide; areniti grigio ferro a grana fine, massive o con laminazione piana. Depositi nel complesso derivati da mega flussi ad innesco sismo-tettonico;
  - **Olistoliti (Ol)** – Olistoliti carbonatici composti in prevalenza da calcari di piattaforma carbonatica di età cretacea, più raramente costituiti da brecce e calciruditi di ambiente di scarpata carbonatica.



## 4.2 Assetto morfologico e stratigrafico-strutturale

L'alta val Sele, dal punto di vista morfologico, si caratterizza per la presenza di tre distinte strutture: una depressione orientata all'incirca N-S coincidente con l'asse idrografico principale, e due massicci carbonatici corrispondenti al gruppo di M. Ognà – M. Marzano e ai Monti Picentini, situati rispettivamente ad est e ad ovest del settore vallivo.



*Figura 54 – L'alta valle del Sele vista dalla collina di Materdomini (Caposele). Sono ben visibili, a destra e a sinistra della depressione valliva, i rilievi carbonatici dei M. Picentini e del gruppo di M. Ognà – M. Marzano.*

L'attuale conformazione paesaggistica, è il risultato dell'interazione tra i processi di modellamento esogeni tardo-quadernari e le complesse dinamiche endogene che si sono avvicinate a partire dal Miocene e che si innestano nel quadro evolutivo dell'orogenesi appenninica.

Come indicato nel paragrafo introduttivo e metodologico, la ricerca condotta nel presente studio è stata focalizzata nel settore vallivo dominato geologicamente dai complessi terrigeni di substrato, identificabili, secondo studi recenti, con le Unità Parasicilidi (Ciarcia et alii, 2009; Vitale et alii, 2012). Tali depositi, analogamente all'Unità Nord-Calabrese in Cilento, vanno ricondotti al Complesso d'Accrezione Liguride, e rappresentano una successione bacinale dallo spessore stimato massimo di circa 1000 metri. Tettonicamente, si collocano in sovrascorrimento sulle unità carbonatiche della Piattaforma Appenninica, mentre, a tetto sono ricoperte in discordanza dai depositi di bacino di tipo wedge-top. La successione preorogenica parasicilide, composta dalla Formazione di Postiglione, dalla Formazione di Monte Sant'Arcangelo, dalle argille varicolori superiori e dalla Formazione di Contursi, è ricoperta dai depositi di avanfossa burdigaliani della Formazione delle Arenarie di Albanella, caratterizzati da arenarie torbiditiche, localmente micacee, con intercalati sottili strati di marne biancastre e rare arenite vulcanoclastiche. A monte dei depositi di avanfossa si colloca la Formazione di Monte Pruno, di età Burdigaliano terminale/base Langhiano, formata da argille grigio-verdi e argille siltose con intercalate calcarenite sottili con *clay-cips*, marne a fucoidi e arenarie micacee gradate. La sequenza stratigrafica tardo miocenica viene chiusa in unconformity dalla formazione di Castelvete (Messiniano inferiore), composta da depositi di wedge top conglomeratici ed arenacei, che suturano il contatto tra i carbonati della Piattaforma Appenninica e la successione del bacino di Lagonegro (Vitale et alii, 2012).

Come già illustrato nell'inquadramento geologico, i depositi continentali di varia natura Pleistocenici ed Olocenici, poggiano sui terreni mesozoici e terziari di substrato e completano il quadro lito-stratigrafico dell'alta val Sele.



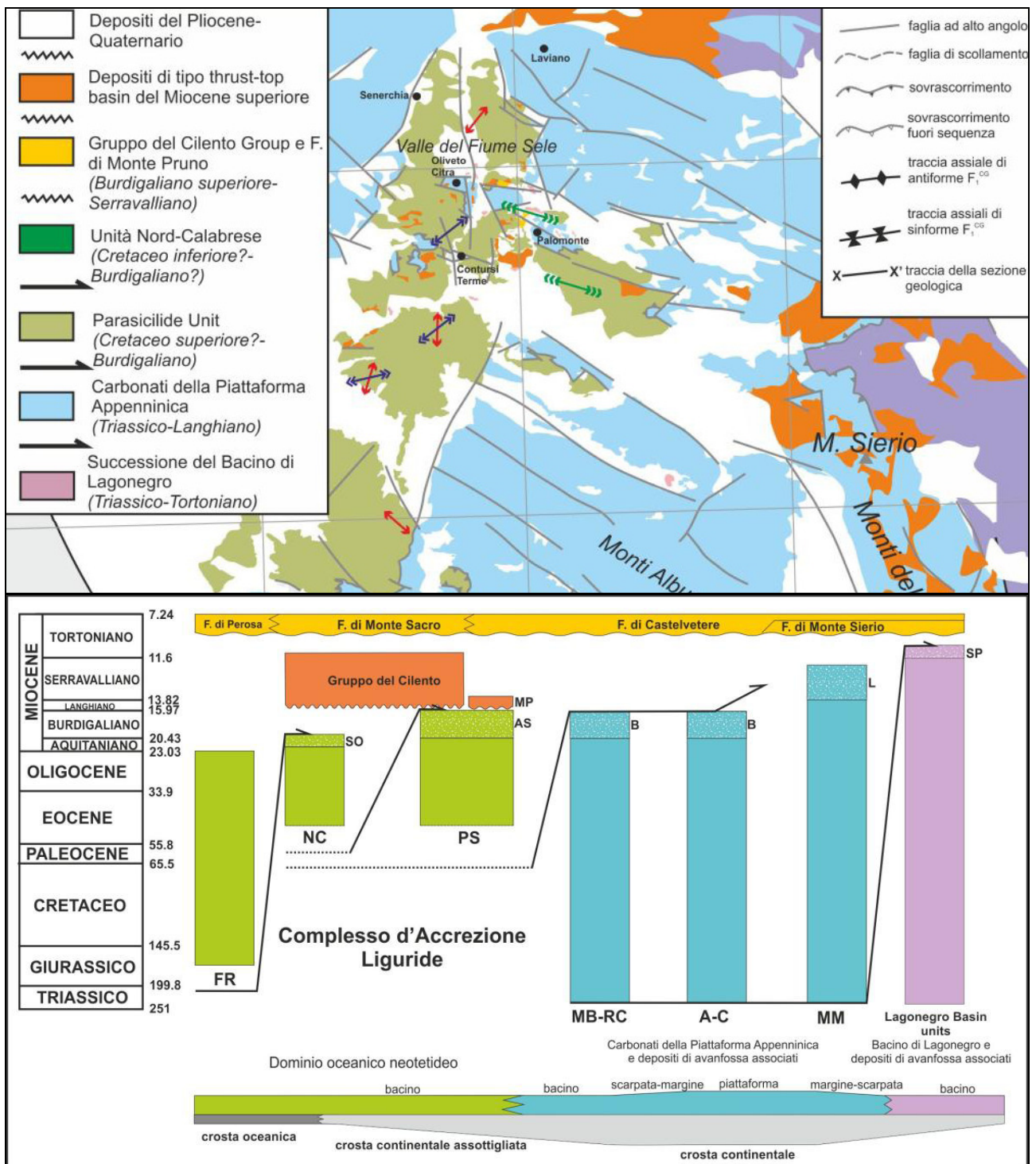


Figura 55 – Carta geologica schematica dell'area di studio con indicazioni sull'assetto tettonico e stratigrafico. FR: Unità del Frido; NC: Unità Nord-Calabrese; SO: Membro del Sovereto della Formazione del Saraceno; PS: Unità Parasilide; AS: Arenarie di Albanella; MP: Formazione di Monte Pruno; MB-RC: Unità Monte Bulgheria-Roccagloriosa; A-C: Unità Alburno-Cervati; BI: Formazione del Bifurto; MM: Unità Monti della Maddalena; LA: Formazione di Laviano; SP: Formazione di Serra Palazzo (Vitale et alii, 2012).

### 4.3 Idrogeologia

L'alta valle del fiume Sele, si caratterizza dal punto di vista idrogeologico per la duplice presenza di una estesa e potente formazione (quella calcareo-dolomitica) di cui è nota la ragguardevole permeabilità per fessurazione, e di una copertura flyschoidale prevalentemente argillosa e sostanzialmente impermeabile (solo localmente semipermeabile), situata nel settore depresso del bacino idrografico (De Riso, 1968).

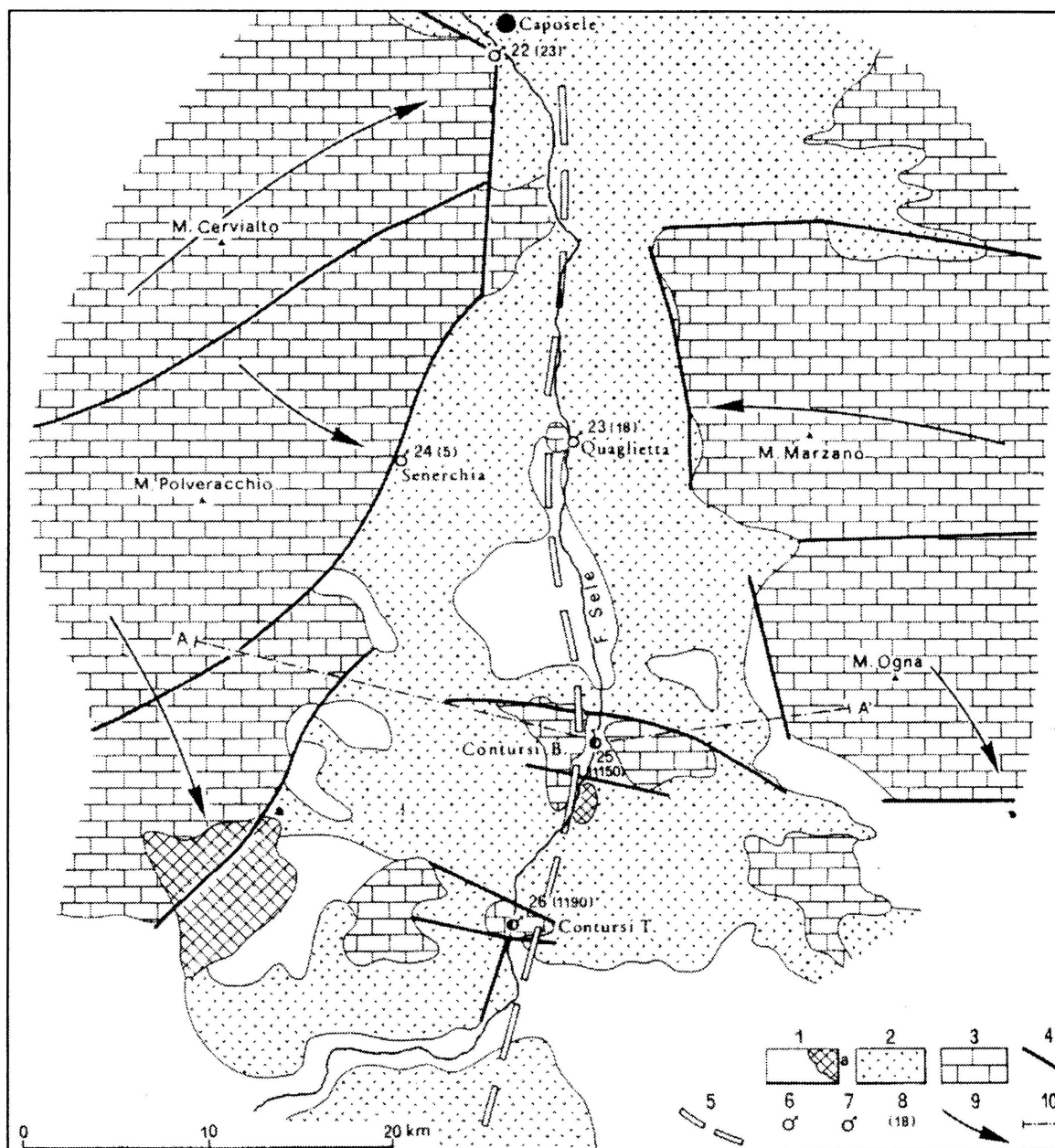
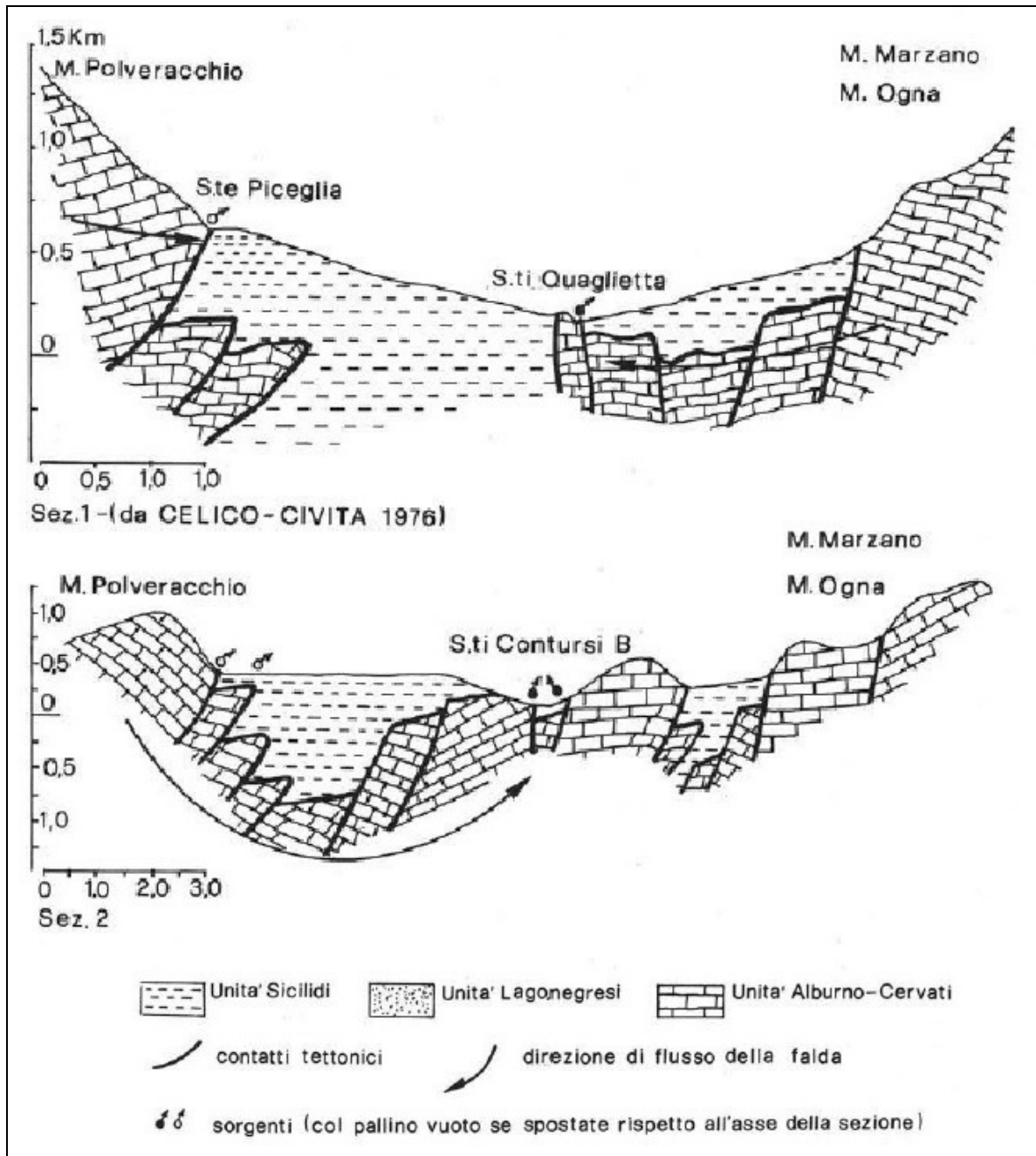


Figura 56 – Schema geologico strutturale e idrogeologico dell'Alta Valle del Sele: 1) depositi alluvionali, fluvio-lacustri, conglomerati e travertini; 2) depositi arenaceo-marnoso-argillosi; 3) rocce carbonatiche; 4) faglie plio-pleistoceniche; 5) faglie trascorrenti; 6) sorgenti; 7) sorgenti minerali effervescenti; 8) CO<sub>2</sub> in ppm; 9) direzioni di deflusso (da Celico et alii, 2001).

Le peculiari condizioni litologiche, strutturali e geomorfologiche del massiccio dei M. Picentini e del gruppo M. Ognà – M. Marzano hanno reso possibile l'accumulo al loro interno di grandi quantità di acque, le quali vengono a giorno lungo le fasce pedemontane per tracimazione delle soglie impermeabili costituite dai depositi flyschoidi terziari posti a cintura dei complessi carbonatici. In particolare, in relazione alla generale immersione verso NE degli strati che compongono i M. Picentini e verso SW di quelli del gruppo M. Ognà – M. Marzano, i punti di recapito sul versante destro del Sele sono di gran lunga più numerosi ed importanti (sorgenti di Caposele, 4000 l/s, Senerchia, 52-200 l/s, ecc.) di quelli presenti sul lato sinistro (Agnesi et alii, 1983).



*Figura 57 – Sezioni geologiche trasversali alla valle, evidenzianti le direzioni di flusso della falda e i principali recapiti sorgivi (da Celico et alii, 1979).*

Tutte queste sorgenti, ovvero l'aliquota non utilizzata della loro portata, ed altre minori alimentano numerosi torrenti i quali incidono profondamente laddove l'impermeabilità della formazione consente unicamente un deflusso superficiale o contribuiscono insieme con gli apporti pluviali, a creare piccole falde in corrispondenza di episodi più permeabili che è possibile incontrare nel flysch (pacchi di strati lapidei, lenti sabbioso-arenacee). È possibile riscontrare, in destra del fiume Sele, diverse scaturigini a portata variabile affioranti attraverso il flysch argilloso-calcareo nei pressi di blocchi carbonatici isolati. In particolare si tratta delle sorgenti di Quaglietta e quelle di Pozzo S. Nicola. In tal caso, si suppone che il substrato mesozoico costituisca la roccia serbatoio, in virtù dell'ipotizzata struttura a gradinata della valle in cui il flysch venuto a contatto lateralmente con una zolla calcarea abbia costretto l'acqua defluente da questa a risalire fino in superficie. In alcune zone a nord-ovest di Quaglietta e a sud di Oliveto Citra, la venuta a giorno è da attribuire invece al contatto fra il flysch calcareo-marnoso semipermeabile e il flysch argilloso-calcareo impermeabile sottostante (sorgenti di strato). Di particolare importanza inoltre, sono le sorgenti termo-minerali della zona di Bagni di Contursi, le quali sono concentrate in gran parte ai piedi di un rilievo calcareo (M. Pruno in sinistra del Sele) e sgorgano con portate variabili fra 1 e 7 l/s con una temperatura massima anche di 30°- 40° (De Riso, 1968).

## *Capitolo 5*

### *Inventario dei fenomeni franosi*

## **5.1 Censimento bibliografico**

L'inventario dei fenomeni franosi rappresenta uno degli strumenti conoscitivi di base per la valutazione qualitativa e quantitativa dei fattori che condizionano i dissesti di versante. La cartografazione delle frane, consente in primo luogo di avere una visione generale sulla loro distribuzione geografica in un dato contesto territoriale. A ciò si aggiunge la possibilità di pervenire, mediante la raccolta di tutte le informazioni peculiari, ad una conoscenza complessiva sul quadro tipologico e descrittivo dei processi gravitativi oggetto di analisi. Inoltre, l'inventario costituisce uno strumento fondamentale per analizzare il rapporto con gli altri elaborati tematici inclusi nella ricerca, quali litologia, pendenza, fattori idrogeologici, etc.

Come già accennato nel corso dei capitoli introduttivi, la presente ricerca è stata focalizzata sulle frane a cinematisimo lento sviluppatesi nel settore vallivo dominato dai terreni flyschoidi. In particolare, sono state prese in considerazione le tipologie di movimenti più frequentemente soggette all'attivazione nei complessi terrigeni, ed effettivamente riscontrate nel territorio in esame, come le colate, gli scorrimenti rotazionali/traslativi e i movimenti complessi (scorrimento-colata).

L'iter che ha portato alla realizzazione della carta inventario dei fenomeni franosi originale per il bacino dell'alta valle del fiume Sele, ha avuto origine con le operazioni di ricerca bibliografica delle informazioni pregresse relative alle frane manifestatesi nel territorio in esame. Per tale scopo sono stati consultati sia articoli che archivi, quindi, attraverso di essi è stato possibile estrapolare le indicazioni sulla collocazione spaziale dei fenomeni e derivare molte delle loro caratteristiche. Sostanzialmente, le fonti che hanno fornito la maggior parte dei dati sono state: l'Autorità di Bacino Interregionale del Sele (PAI 2001 e successive integrazioni), il progetto IFFI (2008) e la cartografia geologica Carg. Per ciò che concerne le frane sismoindotte, gran parte del materiale conoscitivo è stato ricavato dallo studio di Agnesi et alii (1983) inerente i fenomeni di instabilità indotti dal sisma irpino del Novembre 1980, al quale sono state aggiunte informazioni come ad esempio la tipologia di movimento, la distanza epicentrale e il tempo intercorso dal sisma, derivate da varie pubblicazioni scientifiche.

L'ubicazione delle frane sulla base cartografica in scala 1/25000, ricavata dalla consultazione della bibliografia, ha posto in evidenza una divergenza di collocazione, tra alcuni poligoni differenti (ottenuti da diverse fonti bibliografiche) ma relativi alle medesime aree in frana. Ciò è da addurre al fatto che le forme cartografate sono state soggette a diversi criteri interpretativi, molto spesso influenzati dalle differenti metodologie di indagine adottate nei vari studi. Alla luce di ciò, le aree in frana sono state riportate su base cartografica separatamente a seconda della fonte, mantenendo l'informazione inalterata. Nella fattispecie, sono stati impiegati quattro shapefile differenti, ciascuno riportante le informazioni dell'Autorità di bacino del Sele, del Progetto IFFI, del progetto Carg, e per finire, dei soli fenomeni sismoindotti indicati in letteratura.

Secondo l'*Autorità di Bacino Interregionale del Sele* (fig. 58), il territorio in esame si contraddistingue per la presenza di 97 frane. Nello specifico, come illustrato in tabella 7 e 8, la maggior parte dei dissesti si caratterizza per il cinematisimo di tipo scorrimento rototraslazionale prevalentemente attivo. Oltre allo stato di attività e alla tipologia di movimento, nel database associato a questo shapefile sono stati riportati anche i dati relativi alle aree e i perimetri dei poligoni censiti.



Frane dall' Autorità Di Bacino Interregionale del Sele			
Tipologia di movimento\Stato di attività	Attive	Quiescenti	Tot
<b>Complesso</b>	5	3	8
<b>Colamento</b>	9	4	13
<b>Scorrimento rototraslazionale</b>	59	17	76
<b>Frane totali censite</b>	<b>73</b>	<b>24</b>	<b>97</b>

*Tabella 7 – Censimento frane secondo l'Autorità di Bacino Interregionale del Sele*

CODICE FRANA	DESCRIZIONE	STATO	AREA (MQ)	PERIMETRO (MC)
Fr. 41/2	Corpo di frana per colamento	Attivo	78396,14	1282,25
Fr. 35/7	Corpo di frana complessa	Attivo	80167,25	1326,18
Fr. 35/8	Corpo di frana complessa	Quiescente	64379,84	1107,29
Fr. 35/9	Corpo di frana per colamento	Quiescente	47230,49	832,92
Fr. 35/10	Corpo di frana per colamento	Quiescente	211967,88	2959,23
Fr. 35/11	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Quiescente	78212,69	1325,55
Fr. 35/12	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Quiescente	156563,81	1975,38
Fr. 35/13	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	47625,50	942,28
Fr. 35/14	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	14714,21	468,31
Fr. 35/15	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	28226,26	647,73
Fr. 35/17	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Quiescente	40506,44	820,23
Fr. 35/19	Corpo di frana per colamento	Attivo	55269,38	1053,91
Fr. 35/20	Corpo di frana per colamento	Attivo	30432,47	722,00
Fr. 35/21	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Quiescente	44353,01	915,83
Fr. 35/23	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	37481,39	770,34
Fr. 35/24	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	53992,08	1060,06
Fr. 35/25	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	41841,59	853,53
Fr. 35/26	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	27449,75	621,37
Fr. 35/36	Corpo di frana complessa	Attivo	96228,63	1588,20
Fr. 35/44	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Quiescente	292726,31	2266,27
Fr. 35/45	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Quiescente	58778,83	909,00
Fr. 35/47	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Quiescente	67333,27	1071,55
Fr. 35/48	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Quiescente	90198,98	1237,59
Fr. 35/49	Corpo di frana complessa	Quiescente	276650,40	2614,55

Inventario dei fenomeni franosi

Fr. 35/50	Corpo di frana per colamento	Quiescente	132224,14	1598,49
Fr. 35/51	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Quiescente	54953,28	977,37
Fr. 35/52	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Quiescente	189360,96	1724,27
Fr. 35/54	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Quiescente	269870,28	2039,76
Fr. 35/55	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Quiescente	374907,41	2287,44
Fr. 35/57	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	311293,53	2248,54
Fr. 35/58	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Quiescente	53299,30	981,30
Fr. 35/63	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	74099,18	1052,07
Fr. 35/85	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	6331,36	304,80
Fr. 35/86	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	4954,46	341,07
Fr. 35/87	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	11355,72	400,24
Fr. 35/22	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	60637,71	958,34
Fr. 35/39	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	18677,75	531,44
Fr. 35/42	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	29019,42	683,52
Fr. 35/40	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	34272,46	804,41
Fr. 35/41	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	31861,45	705,37
Fr. 35/4	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	8975,60	404,52
Fr. 35/38	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	30146,69	681,01
Fr. 35/53	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Quiescente	34526,54	705,84
Fr. 35/37	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	68721,34	973,52
Fr. 35/1	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	25463,58	631,68
Fr. 35/46	Corpo di frana per colamento	Quiescente	250100,19	2556,30
Fr. 35/31	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	34658,57	793,95
Fr. 35/30	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	90463,86	1264,11
Fr. 35/32	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	28995,29	742,35
Fr. 35/27	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	100863,41	1275,31
Fr. 35/28	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	87064,16	1242,12
Fr. 35/29	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	34916,40	685,57
Fr. 35/68	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Quiescente	29893,30	752,55
Fr. 35/60	Corpo di frana per scorrimento	Attivo	43541,29	864,45

*Fattori geologico – geomorfologici per la definizione della suscettibilità da frana a cinematismo lento in aree ad alta sismicità: analisi e confronti di casi studio*

	rototraslazionale			
Fr. 35/18	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Quiescente	116344,63	1447,65
Fr. 35/16	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	28221,99	629,10
Fr. 35/89	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	30113,37	739,21
Fr. 35/3	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Quiescente	92041,46	1463,12
Fr. 35/2	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	38751,97	921,05
Fr. 35/91	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	63823,96	1107,69
Fr. 35/59	Corpo di frana complessa	Attivo	1756549,45	7161,70
Fr. 35/64	Corpo di frana complessa	Quiescente	3224540,71	8926,33
Fr. 35/96	Corpo di frana per colamento	Attivo	114170,73	4143,89
Fr. 35/95	Corpo di frana per colamento	Attivo	7680,00	479,56
Fr. 35/94	Corpo di frana per colamento	Attivo	67734,79	1821,59
Fr. 35/93	Corpo di frana per colamento	Attivo	93388,81	1800,12
Fr. 35/92	Corpo di frana per colamento	Attivo	58545,10	1991,31
Fr. 35/97	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	22475,65	604,01
Fr. 35/98	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	17495,36	518,66
Fr. 35/99	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	116206,64	1465,88
Fr. 35/62	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	114632,16	1760,28
Fr. 35/100	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	45099,51	851,27
Fr. 35/101	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	25997,54	594,31
Fr. 35/102	Corpo di frana complessa	Attivo	210048,03	3043,96
Fr. 35/103	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	57991,89	996,64
Fr. 35/61	Corpo di frana complessa	Attivo	1041365,90	6084,78
Fr. 35/110	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	1194,30	130,96
Fr. 35/111	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	1511,07	146,73
Fr. 35/112	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	1571,27	149,70
Fr. 35/113	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	1410,62	141,40
Fr. 35/114	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	2036,44	171,48
Fr. 35/115	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	1880,60	167,79
Fr. 35/116	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	1329,80	139,35
Fr. 35/117	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	1572,96	151,38
Fr. 35/118	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	2480,63	194,03
Fr. 35/119	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	1937,93	174,17

Inventario dei fenomeni franosi

Fr. 35/120	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	2507,64	185,04
Fr. 35/121	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	2152,84	170,24
Fr. 35/122	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	2295,16	181,06
Fr. 35/123	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	1817,23	161,34
Fr. 35/125	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	35075,37	1014,92
Fr. 35/126	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	20133,23	548,06
Fr. 34/7	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	43499,56	812,01
Fr. 34/8	Corpo di frana per colamento	Attivo	92469,65	1288,26
Fr. 34/9	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Quiescente	62247,06	1475,56
Fr. 34/16	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	29305,84	640,82
Fr. 34/17	Corpo di frana per scorrimento rototraslazionale	Attivo	130263,87	1382,71

Tabella 8 – Database allegato allo shapefile poligonale delle frane indicate dall'Autorità di Bacino Interregionale del Sele.

Il *progetto IFFI* (fig. 59), istituito e coordinato dal Servizio Geologico d'Italia dell'APAT (ora ISPRA), costituisce un inventario aggiornato dei fenomeni franosi in tutto il territorio nazionale, consultabile liberamente online tramite il sistema applicativo dedicato Cart@net-IFFI. Secondo il database cartografico, l'alta valle del Sele si contraddistingue per la presenza di 113 frane, con una prevalenza di colamenti pari al 65% del totale, per lo più quiescenti. Tra i dissesti censiti, 51 casi sono stati sottoposti a verifiche dirette sul campo da parte dei tecnici dell'APAT, mentre, le restanti 62 frane sono state derivate solo da analisi fotogrammetriche.

Frane dal Progetto IFFI				
Tipologia di movimento\Stato di attività	Attivo/Riattivato/Sospeso	Quiescente	Stabilizzato	Tot
<b>Complesso</b>	0	14	3	<b>17</b>
<b>Colamento</b>	13	56	5	<b>74</b>
<b>Scivolamento rotazionale/traslato</b>	4	14	4	<b>22</b>
<b>Frane totali censite</b>	<b>17</b>	<b>84</b>	<b>12</b>	<b>113</b>

Tabella 9 – Censimento frane secondo il progetto IFFI

IDFRANA	TIPOLOGIA MOVIMENTO	X_WGS84	Y_WGS84
640259901	Complesso	523039,7104	4521494,0584
640259902	Complesso	522821,4680	4521184,0962
640259903	Complesso	523362,6658	4520653,6578
640262501	Colamento	522395,3370	4519467,9133
640262502	Colamento	522475,4920	4519299,2638
640262503	Scorrimento rotazionale/traslato	523715,2205	4517382,6078
640262504	Scorrimento rotazionale/traslato	523642,6941	4517094,5569

640262601	Complesso	522348,6596	4518623,2914
640262602	Colamento	523106,9664	4518168,7043
640357400	Colamento	522430,0377	4520688,0603
640357500	Colamento	522480,9197	4520011,5649
640357600	Colamento	522612,2833	4519429,1084
640357700	Complesso	524539,5799	4520892,8795
640357800	Colamento	522517,3718	4518831,6171
640357900	Colamento	521288,6679	4516716,0742
640358000	Colamento	521802,5471	4516827,5629
640367900	Colamento	523306,9511	4519842,8478
640368000	Colamento	522788,4980	4519163,4689
640368100	Colamento	523642,8192	4518802,9346
640368200	Scorrimento rotazionale/traslato	522877,6412	4517560,2932
640368300	Colamento	522325,2514	4517794,5781
640368400	Complesso	522977,0524	4517386,4332
640368500	Colamento	522219,2228	4518256,0728
640368600	Colamento	524242,0120	4519656,5562
640384900	Colamento	524007,4343	4521282,1648
640385000	Colamento	523480,6074	4521532,0240
640385100	Colamento	523496,2487	4520894,4306
640358200	Scorrimento rotazionale/traslato	518174,6221	4514969,6979
640358300	Colamento	518134,6221	4514838,7289
640358400	Scorrimento rotazionale/traslato	519018,5246	4514664,4884
640368700	Scorrimento rotazionale/traslato	519067,1903	4512005,8008
640368800	Colamento	519897,3359	4512045,0945
640369000	Colamento	518896,4457	4511394,5524
640262701	Colamento	518608,4771	4520496,7757
640262802	Scorrimento rotazionale/traslato	520353,0559	4519269,0651
640358100	Colamento	518690,9427	4516690,7284
640358500	Complesso	520927,7629	4516550,8963
640262301	Scorrimento rotazionale/traslato	517980,1623	4509940,6055
640262302	Complesso	518185,4730	4509893,4869
640262303	Scorrimento rotazionale/traslato	518619,6398	4509931,8432
640262304	Complesso	519284,8923	4509823,8830
640262305	Complesso	518864,1900	4509192,4123
640262401	Colamento	517076,7154	4509562,7763
640262402	Colamento	517105,8852	4509265,5124
640262403	Colamento	517430,7131	4509305,1780
640368900	Colamento	516708,8549	4507508,4464
640369100	Colamento	517493,3991	4510849,7651
640369200	Scorrimento rotazionale/traslato	517415,3876	4510652,0316
640369300	Colamento	517434,4230	4510437,8984
640369400	Colamento	517834,9054	4510431,4092
640369500	Colamento	518164,1995	4510305,8320
640369600	Colamento	517716,2488	4509795,5914
640369700	Colamento	520188,2821	4510676,5923
640618500	Scorrimento rotazionale/traslato	517548,4280	4518685,3555
640618600	Scorrimento rotazionale/traslato	518147,0555	4518646,4577
640618700	Scorrimento rotazionale/traslato	519200,6464	4517410,3213
640618900	Scorrimento rotazionale/traslato	519889,0145	4518275,3383
640619100	Scorrimento rotazionale/traslato	519110,8138	4518612,0511

Inventario dei fenomeni franosi

640619200	Scorrimento rotazionale/traslato	519538,2553	4519647,4171
640642200	Complesso	516255,4309	4509254,8195
640642300	Complesso	516243,9469	4509156,0361
640642800	Complesso	516238,4679	4509419,4854
640647700	Colamento	518729,8269	4514126,2561
640647800	Colamento	518960,9457	4514080,4292
650587100	Scorrimento rotazionale/traslato	525486,6599	4519496,6054
650581200	Colamento	524596,0970	4519231,1763
650581600	Colamento	525734,5340	4515416,0260
650581500	Complesso	526990,5200	4517504,7938
650581000	Colamento	525441,2648	4520589,3433
650581100	Scorrimento rotazionale/traslato	525718,9867	4520638,5639
650580900	Complesso	524931,7071	4520819,7970
650587200	Complesso	516653,2294	4506219,2125
650591500	Scorrimento rotazionale/traslato	524298,2575	4507244,4033
650591700	Scorrimento rotazionale/traslato	523215,0633	4506646,1404
650591800	Scorrimento rotazionale/traslato	523050,4336	4506648,5204
650591100	Complesso	523066,3705	4509045,7753
650591300	Colamento	523544,2506	4508412,4154
650591200	Colamento	523556,8713	4508596,5282
650591600	Scorrimento rotazionale/traslato	523302,0023	4506907,4140
650591400	Colamento	524046,0206	4507658,0948
650591000	Complesso	522829,6445	4508886,6426
650591900	Colamento	521530,8614	4504135,1795
650595300	Colamento	530880,1211	4513339,8834
650595200	Colamento	531117,5544	4513462,3242
650594900	Scorrimento rotazionale/traslato	531388,1232	4514613,1421
650595100	Scorrimento rotazionale/traslato	530907,2016	4515306,8479
650595000	Scorrimento rotazionale/traslato	530848,9512	4515709,4593
650694400	Colamento	520218,8405	4504878,9579
650696900	Colamento	518800,6613	4504007,6474
650697000	Colamento	518643,2059	4503817,6403
650695800	Colamento	519148,1412	4503657,0337
650695700	Colamento	519131,3521	4503472,2769
650695000	Colamento	519430,5139	4503926,8233
650694900	Colamento	519417,9119	4504061,1915
650694002	Colamento	520395,2464	4503576,2163
650693600	Colamento	520867,3676	4505095,1092
650693500	Colamento	520544,8883	4504994,3294
650696000	Colamento	519074,6538	4503792,4510
650695900	Colamento	519089,3533	4503711,6202
650696100	Colamento	518980,1750	4503830,2411
650695400	Colamento	519544,9524	4503495,3760
650695500	Colamento	519418,9798	4503567,8076
650695600	Colamento	519297,2160	4503375,7015
650696300	Colamento	519023,1828	4504696,2878
650694600	Colamento	520209,3815	4505183,3862
650694500	Colamento	520394,1473	4504912,5520
650695300	Colamento	519685,6142	4503620,2982
650693800	Colamento	520789,9076	4504781,3372
650693700	Colamento	520835,0437	4504866,3677



650693900	Colamento	520825,6384	4503716,8880
650696200	Colamento	519290,8829	4504314,1806
650694300	Colamento	520168,4568	4504762,4348
650696600	Colamento	518372,3101	4505395,4147
650696500	Colamento	518481,4843	4505437,4072
650694700	Colamento	519437,8087	4505374,4328
650696700	Colamento	518462,6107	4504857,9437
650694800	Colamento	519481,9366	4504333,0783
650696400	Colamento	518836,3174	4504969,2216
650695102	Colamento	519797,9344	4503701,1304
650696800	Colamento	518942,3632	4504396,0576
650694001	Colamento	520372,1462	4503730,5298

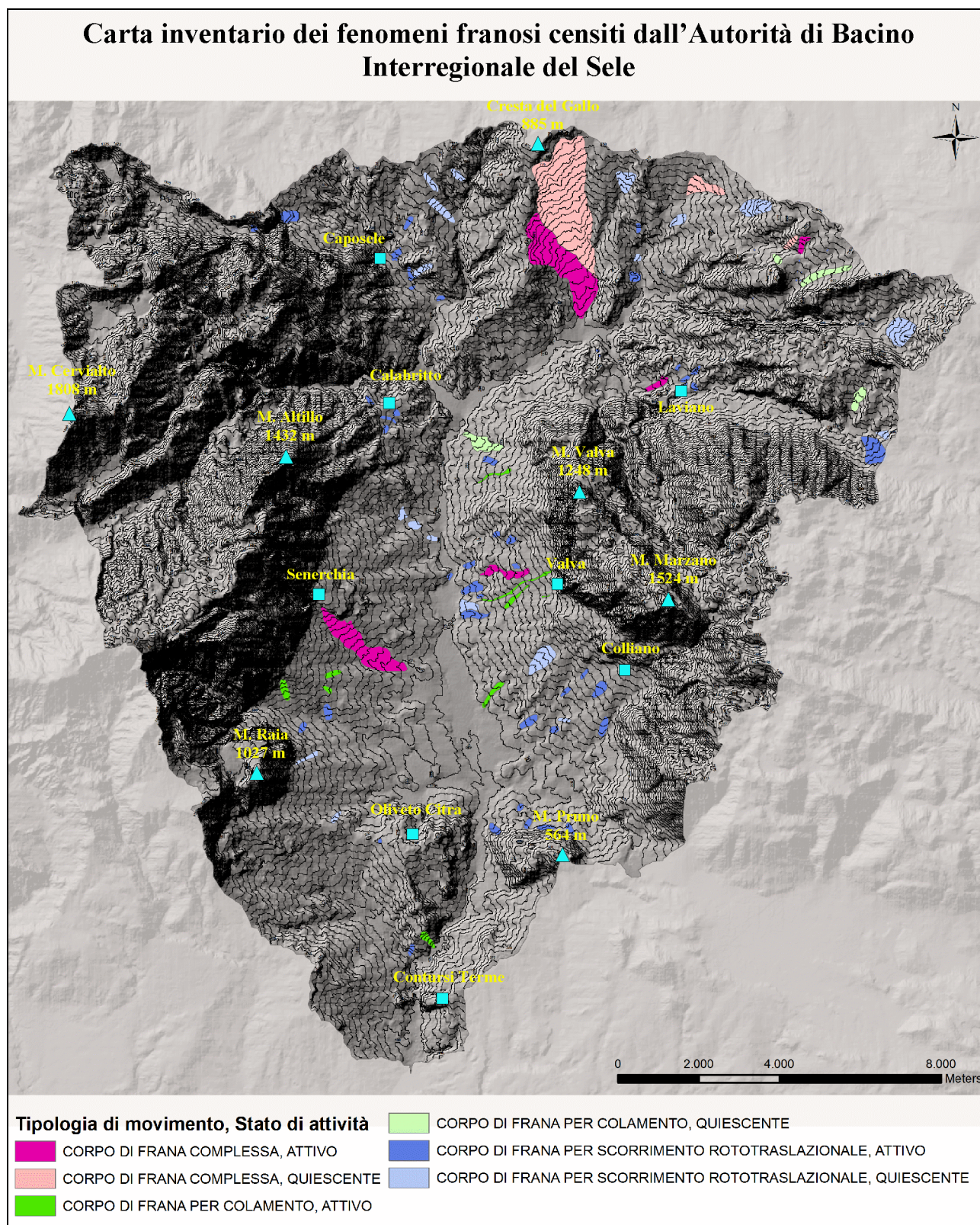
*Tabella 10 – Censimento frane del progetto IFFI. Sono indicati in tabella i codici identificativi dei fenomeni franosi, la tipologia di movimento e le coordinate secondo il sistema di riferimento WGS84.*

La consultazione dei *fogli geologici Carg in scala 1/50000* ha permesso di estrapolare le informazioni relative all'ubicazione dei depositi di frana, ottenendo un importante elemento per l'individuazione delle zone soggette a dissesti (fig. 60). I cumuli di frana sono stati digitalizzati con un apposito shapefile poligonale in ArcGis, differenziandoli su base cronologica in: depositi recenti olocenici e depositi antichi pleistocenici. Al termine della fase di cartografazione, è stato osservato che i depositi recenti si estendono in tutto il territorio oggetto di studio per un'area totale di 12,90 km<sup>2</sup>, mentre, la distribuzione totale delle frane più antiche è di circa 8,87 km<sup>2</sup>. Inoltre, esaminando la collocazione dei depositi lungo i versanti, è stato notato che in certi casi, alcuni di essi si dispongono lungo l'intera sezione del versante dalla zona di spartiacque sino al fondovalle. Ciò ha costituito motivo di approfondimento nel corso delle successive fasi di studio per verificare in situ l'estensione dei depositi franosi, in particolar modo nelle aree a monte, e per accertare la convergenza tra l'informazione geologica e l'evidenza morfologica del fenomeno.

Il censimento dei fenomeni franosi, ottenuto consultando la letteratura scientifica, ha condotto ad una carta dei soli *movimenti sismoindotti* (fig. 61). In particolare sono state individuate 48 frane, di cui: 25 movimenti complessi (scorrimento-colata), 14 scorrimenti rotazionali/traslativi e 9 colamenti. Sebbene la ricerca sia stata estesa a tutti i principali terremoti che hanno colpito la zona, è stato possibile ottenere informazioni solo per le frane attivate a seguito del sisma irpino del novembre 1980. Dal momento che gli stessi fenomeni franosi sono stati approfonditi nella fase successiva del presente lavoro, alla scala 1/5000, il database contenente le informazioni descrittive è riportato di seguito nel paragrafo 5.4 “inventario delle frane sismoindotte”.

Frane Sismoindotte				
Tipologia movimento\Stato di attività	Attive	Quiescenti	Inattive	Tot
<b>Complesso</b>	2	23	0	<b>25</b>
<b>Colamento</b>	0	9	0	<b>9</b>
<b>Scorrimento rotazionale/traslativo</b>	1	13	0	<b>14</b>
<b>Frane totali censite</b>	<b>3</b>	<b>45</b>	<b>0</b>	<b>48</b>

*Tabella 11 – Censimento delle frane sismoindotte.*



*Figura 58 – Carta inventario dei fenomeni franosi censiti dall'Autorità di Bacino Interregionale del Sele.*



## Carta inventario dei fenomeni franosi censiti nel progetto IFFI

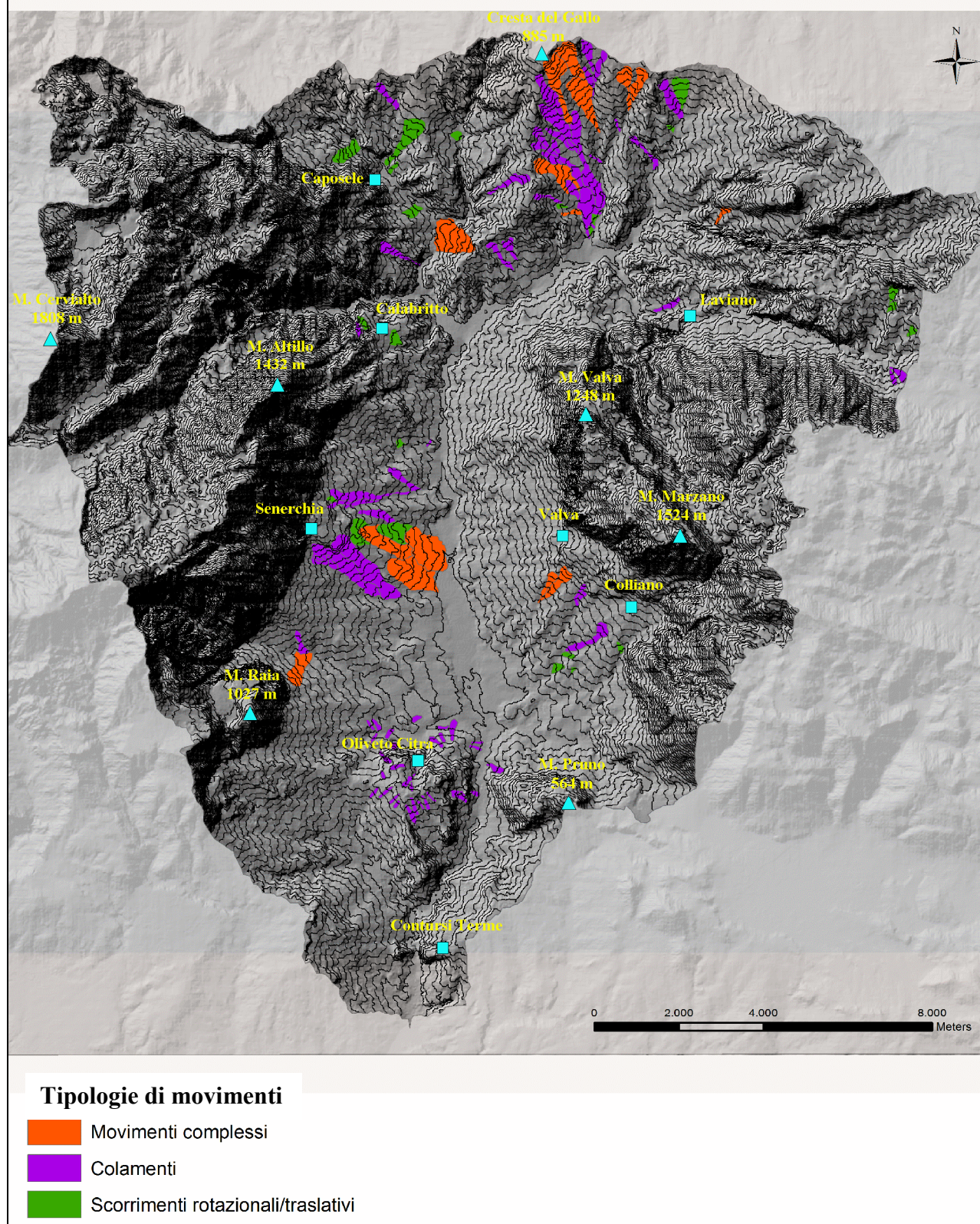


Figura 59 – Carta inventario dei fenomeni franosi censiti nell’ambito del Progetto IFFI.



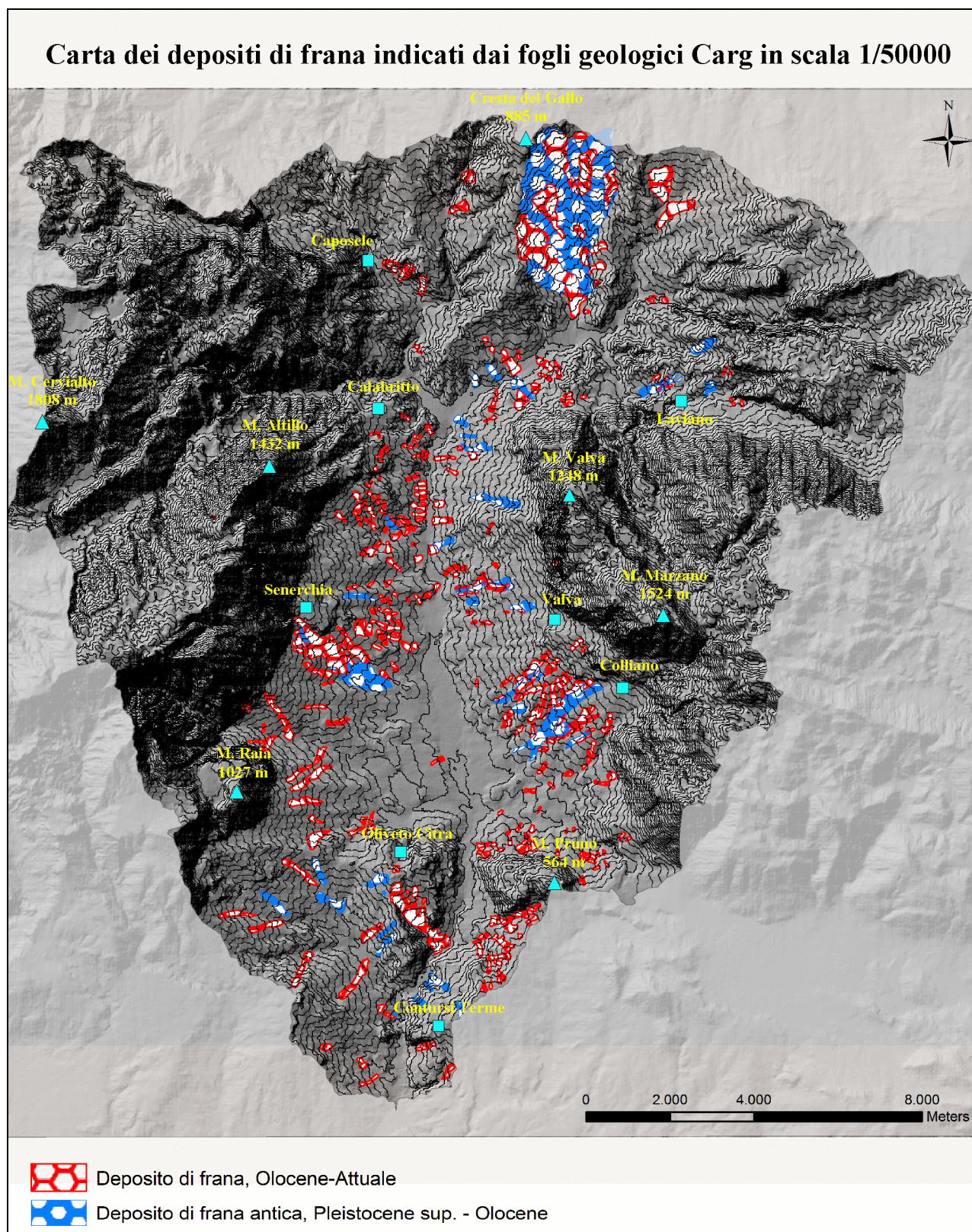
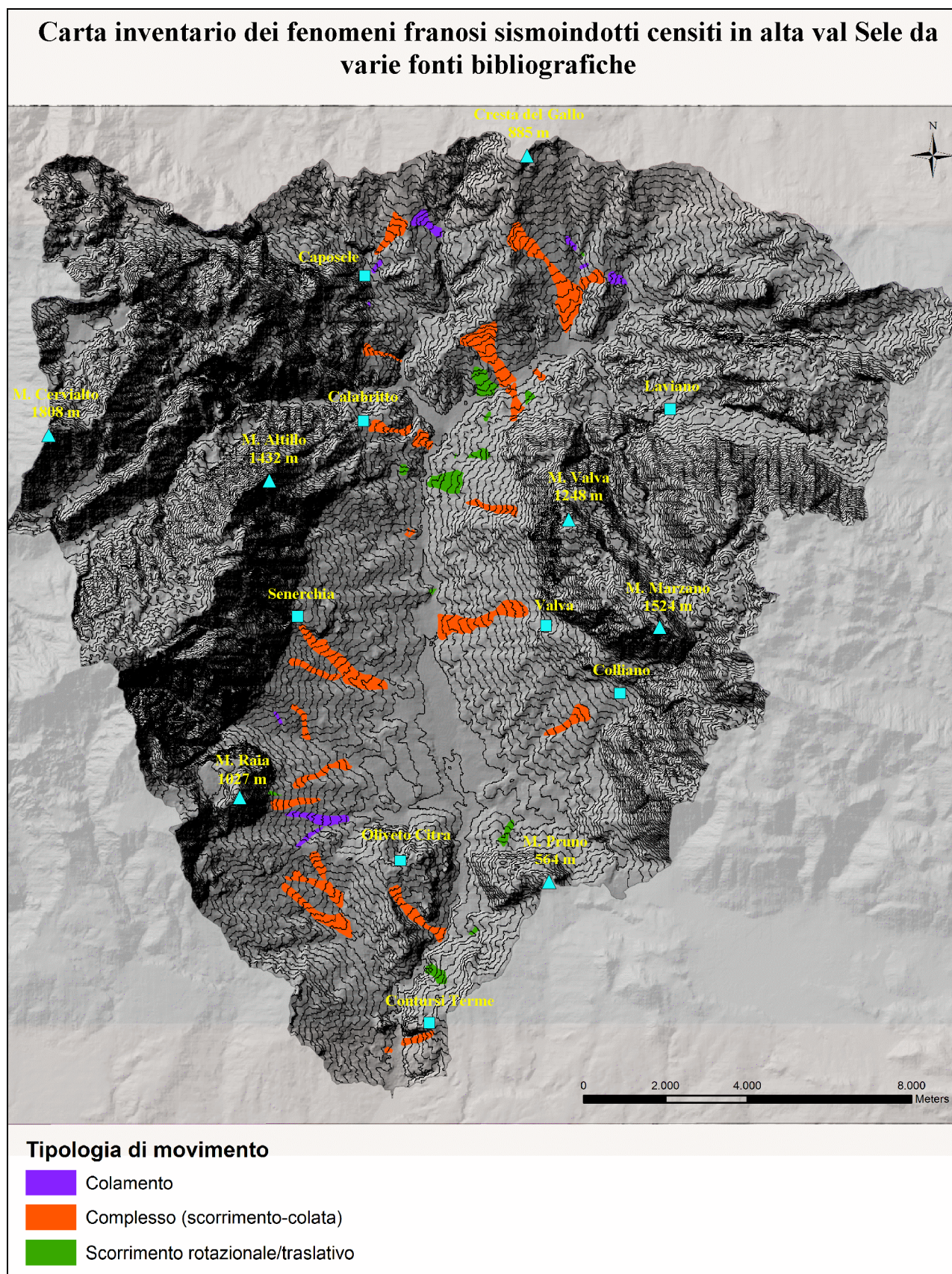


Figura 60 – Carta inventario dei depositi di frana indicati nei fogli geologici Carg 450 (S. Angelo dei Lombardi) e 468 (Eboli) in scala 1/50000.





*Figura 61 – Carta inventario dei fenomeni franosi sismoindotti censiti in alta val Sele da varie fonti bibliografiche.*



## 5.2 Censimento definitivo: l'Inventario Cartografico Generale (ICG)

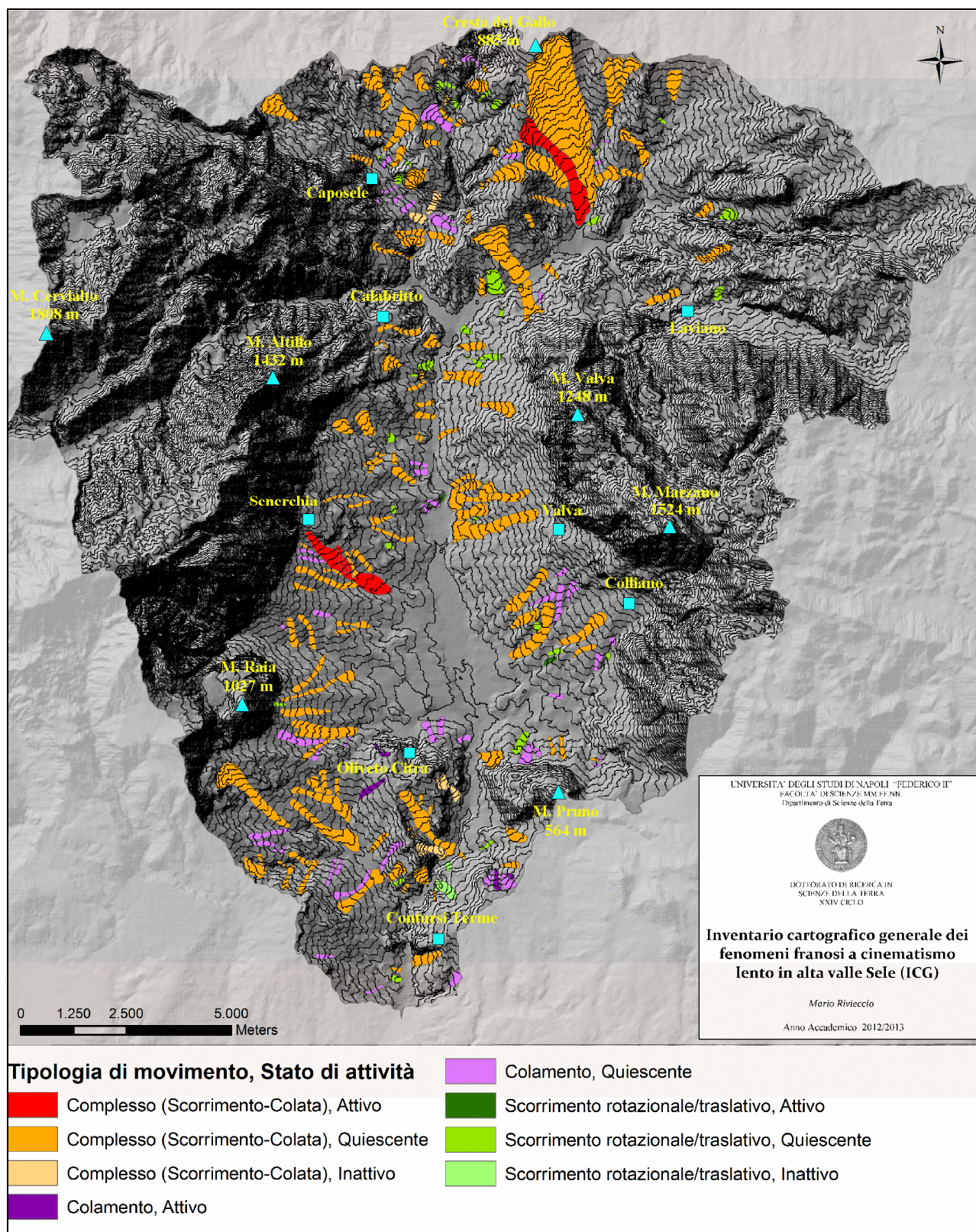
I censimenti precedentemente illustrati hanno costituito la base per lo sviluppo di un inventario definitivo dei fenomeni franosi in alta val Sele, ottenuto integrando osservazioni dirette (da aereofoto e da campo) con le informazioni pregresse opportunamente avvalorate, ovvero opinare nel caso in cui le evidenze morfologiche non hanno supportato la presenza di processi gravitativi. Inoltre, la presente fase del lavoro, sviluppata mediante l'impiego della base topografica IGM in scala 1/25000, ha previsto una verifica delle aree precedentemente indicate come prive di dissesti. Ciò ha portato al riconoscimento di nuovi fenomeni franosi e, di conseguenza, al completamento del quadro relativo alla distribuzione delle frane nell'area di studio. Al termine delle suddette operazioni è stato ottenuto un censimento cartografico alla scala di bacino (fig. 62) indicante 234 frane, tra cui anche le sismoindotte illustrate nel precedente paragrafo 5.1. Analogamente alle fonti bibliografiche consultate, la cartografazione delle forme è avvenuta delineando solo le aree in frana, distinte in base alla tipologia di movimento e allo stato di attività, senza ulteriori diversificazioni delle varie componenti morfologiche. Il successivo studio alla scala 1/5000, ha poi permesso di colmare le lacune conoscitive mediante osservazioni più accurate e di sviluppare un'approfondita banca dati con i principali elementi descrittivi, relativamente alle tre aree più rappresentative.

Come si può osservare in tabella 12, la maggior parte dei dissesti (139) si caratterizza per il cinematisma di tipo complesso (scorrimento evolvente a colata) e da uno stato di attività quiescente (132). Subordinatamente, si osserva che i colamenti rappresentano il 24% delle frane totali con 57 casi, mentre, gli scorrimenti rotazionali/traslativi occupano la frazione minore delle tipologie cinematiche con il 16% del totale (38 frane).

Inventario cartografico generale (ICG) dei fenomeni franosi in alta valle Sele				
Tipologia movimento\Stato di attività	Attive	Quiescenti	Inattive	Tot
Complesso	3	132	4	139
Colamento	4	53	0	57
Scorrimento rotazionale/traslativo	2	34	2	38
Frane totali censite	9	219	6	234

Tabella 12 – Dati relativi all'inventario cartografico generale (ICG) dei fenomeni franosi in alta val Sele, svolto alla scala di bacino, 1/25000.





*Figura 62 – Inventario cartografico generale (ICG) dei fenomeni franosi a cinematismo lento censiti nell'alta valle del Sele.*

### 5.3 Inventario di Dettaglio Locale (IDL)

Il precedente censimento (ICG), eseguito alla scala di bacino, ha consentito di pervenire ad un inquadramento generale della tipologia e della distribuzione dei dissesti a cinematismo lento nel territorio dell'alta val Sele. La successiva fase dello studio ha previsto la realizzazione di un inventario cartografico ed alfanumerico alla scala di versante 1/5000, rivolto alle tre aree campione di Caposele, Senerchia ed Oliveto Citra. Tale elaborato ha consentito, in primis, di perfezionare l'aspetto riguardante l'individuazione e l'ubicazione delle singole frane, e in secondo luogo, di effettuare una disamina diretta ed approfondita delle principali componenti morfologiche dei singoli movimenti di versante. Pertanto, diversamente dal censimento in scala 1/25000, i fenomeni franosi sono stati cartografati definendo con maggior dettaglio i limiti grazie ad una base topografica più accurata che ha permesso, tra l'altro, di distinguere per ciascun elemento, la zona di distacco e la massa mobilitata. Attraverso le indagini di laboratorio e di campo sono state, quindi, acquisite le informazioni basilari caratterizzanti i fenomeni franosi censiti nelle tre aree di studio, opportunamente raccolti in una banca dati sviluppata sia in ambiente GIS che sottoforma di foglio Excel. Nello specifico, si è provveduto a costruire il database mediante l'inserimento dei campi<sup>2</sup> di seguito elencati:

- **ID frana (ID)**: codice identificativo associato ad ogni singolo fenomeno franoso censito;
- **Comune (Com)**: contesto comunale entro cui ricade il dissesto;
- **Tipologia di movimento (Tdm)**: classificazione cinematica sulla base delle tre tipologie considerate nel presente studio: movimenti complessi, scorrimenti (rotazionali/traslativi) e colamenti;
- **Stato di attività (Sda)**: descritta come attiva, quiescente o inattiva, essa rappresenta l'informazione relativa all'evoluzione temporale del fenomeno franoso;
- **Lunghezza (L)**: estensione longitudinale massima espressa in metri;
- **Larghezza ( $W_d$ )**: estensione massima della frana espressa in metri trasversale alla direzione di movimento del fenomeno;
- **Rapporto lunghezza/larghezza ( $L/W_d$ )**: rapporto tra l'estensione longitudinale (L) e trasversale ( $W_d$ ) della frana;
- **Profondità ( $D_d$ )**: profondità massima della superficie di scivolamento espressa in metri, basata su considerazioni empiriche relative alla morfologia della zona di distacco e al deposito di frana;
- **Area (A)**: estensione superficiale della frana espressa in metri quadri, calcolata per mezzo di un apposita funzione presente in ArcMap;
- **Volume (V)**: quantità approssimativa in metri cubi del materiale mobilitato. Il presente parametro è stato calcolato impiegando la formula proposta dal WP/WLI (1990), espressa come  $V = (\pi \cdot \text{Lunghezza totale} \cdot L \cdot \text{Larghezza massima} \cdot W_d \cdot \text{Profondità} \cdot D_d)/6$ ;
- **Quota massima (Q max)**: quota più elevata della nicchia di distacco, espressa in metri s.l.m.;
- **Quota minima (Q min)**: punto topografico più basso della frana, espresso in metri s.l.m.;
- **Dislivello (Disl)**: differenza in metri tra la quota massima e il punto minimo raggiunto dalla frana;

---

<sup>2</sup> I termini relativi alle componenti geometriche delle frane sono gli stessi indicati dalla Commissione internazionale sulle frane (IAEG) del 1990, illustrati nel paragrafo 2.1.6 del presente lavoro di tesi.



### 5.3.1 Zona Caposele

La zona campione di Caposele si caratterizza per la presenza totale di 62 fenomeni franosi, talvolta anche di notevoli dimensioni (fig. 63). L'area complessivamente interessata dalle frane è circa 9,098 km<sup>2</sup>, pari al 23% dell'intero territorio analizzato. Il cinematismo più frequente è di tipo complesso (scorrimento evolvente a colamento) con 37 casi censiti, mentre, in forma subordinata sono stati rilevati 15 colamenti e 10 scorrimenti rotazionali/traslativi.

ID	Com	Tdm	Sda	L (m)	W (m)	L/W	P (m)	A (m <sup>2</sup> )	V (m <sup>3</sup> )	Q max (m s.l.m.)	Q min (m s.l.m.)	Disl (m)
C1	Castelnuovo di Conza (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	510	218	2,3	10	68601	582137	570	470	100
C2	Castelnuovo di Conza (AV)	Colata	Quiescente	198,5	89	2,2	10	12462	92502	475	438	37
C3	Castelnuovo di Conza (AV)	Colata	Quiescente	225	93	2,4	15	19249	164345	425	375	50
C4	Castelnuovo di Conza (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	637	318	2,0	15	173522	1590950	450	350	100
C5	Castelnuovo di Conza (AV)	Scorrimento rotazionale/traslativo	Quiescente	355	138	2,6	10	50506	256511	360	304	56
C6	Caposele (AV)	Colata	Quiescente	180	60	3,0	10	10154	56549	450	415	35
C7	Caposele (AV)	Colata	Quiescente	400	285	1,4	15	46123	895354	515	420	95
C8	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Attiva	2886	742	3,9	30	1124888	33637221	675	305	370
C9	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	1284	514	2,5	20	505991	6911253	610	385	225
C10	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	1135	390	2,9	15	318063	3476565	590	417	173
C11	Caposele (AV)	Colata	Quiescente	388	112	3,5	10	34873	227535	465	385	80
C12	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	2071	954	2,2	30	1159752	31034757	760	415	345
C13	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	3558	766	4,6	30	2116301	42810923	875	360	515
C14	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	860	152	5,7	10	101877	684448	535	355	180
C15	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	407	166	2,5	10	50022	353754	470	375	95
C16	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	367	205	1,8	5	42446	196965	425	360	65
C17	Caposele (AV)	Colata	Quiescente	410	113	3,6	15	40183	363875	380	320	60
C18	Caposele (AV)	Colata	Quiescente	728	265	2,7	20	130978	2020254	395	310	85
C19	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	675	248	2,7	10	131612	876504	410	295	115
C20	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	577	256	2,3	15	123267	1160127	415	285	130

Inventario dei fenomeni franosi

C21	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	760	210	3,6	15	118491	1253495	440	295	145
C22	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Inattiva	447	253	1,8	10	90115	592143	375	305	70
C23	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Inattiva	585	224	2,6	10	107306	686124	465	310	155
C24	Caposele (AV)	Colata	Quiescente	430	127	3,4	15	55094	428906	405	332	73
C25	Caposele (AV)	Colata	Quiescente	268	110	2,4	10	24173	154357	396	354	42
C26	Caposele (AV)	Colata	Quiescente	127	70	1,8	10	7267	46548	468	432	36
C27	Caposele (AV)	Colata	Quiescente	425	75	5,7	15	26886	250346	445	355	90
C28	Caposele (AV)	Scorrimento rotazionale/traslativo	Quiescente	274	201	1,4	15	45237	432550	480	365	115
C29	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	642	414	1,6	15	196373	2087494	540	370	170
C30	Caposele (AV)	Scorrimento rotazionale/traslativo	Quiescente	185	96	1,9	10	13460	92991	525	465	60
C31	Caposele (AV)	Colata	Quiescente	402	130	3,1	15	39734	410449	460	388	72
C32	Caposele (AV)	Scorrimento rotazionale/traslativo	Quiescente	163	98	1,7	8	12645	66912	430	398	32
C33	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	580	189	3,1	10	81188	573969	610	420	190
C34	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	444	176	2,5	10	66873	409161	555	470	85
C35	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	1093	558	2,0	15	307677	4790096	720	550	170
C36	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	364	117	3,1	8	23194	178392	690	625	65
C37	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	496	137	3,6	8	48704	284637	700	620	80
C38	Caposele (AV)	Scorrimento rotazionale/traslativo	Quiescente	278	181	1,5	10	35666	263464	645	560	85
C39	Caposele (AV)	Scorrimento rotazionale/traslativo	Quiescente	311	128	2,4	10	27561	208434	645	575	70
C40	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	242	130	1,9	5	20885	82362	575	500	75
C41	Caposele (AV)	Scorrimento rotazionale/traslativo	Quiescente	266	137	1,9	15	30038	286215	570	485	85
C42	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	448	125	3,6	10	45821	293215	540	455	85
C43	Caposele (AV)	Colata	Quiescente	834	439	1,9	20	227610	3834063	580	450	130
C44	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	320	175	1,8	10	43429	293215	570	505	65
C45	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	413	188	2,2	10	51343	406543	550	470	80
C46	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	199	96	2,1	6	16609	60017	460	405	55

*Fattori geologico – geomorfologici per la definizione della suscettibilità da frana a cinematismo lento in  
aree ad alta sismicità: analisi e confronti di casi studio*

C47	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento- colata)	Quiescente	261	98	2,7	6	17419	80356	480	420	60
C48	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento- colata)	Quiescente	855	474	1,8	10	301601	2121989	595	460	135
C49	Caposele (AV)	Colata	Quiescente	458	155	3,0	10	59878	371703	610	530	80
C50	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento- colata)	Quiescente	482	262	1,8	10	97024	661221	625	530	95
C51	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento- colata)	Quiescente	278	150	1,9	10	33152	218341	545	490	55
C52	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento- colata)	Quiescente	250	136	1,8	8	34926	142419	515	450	65
C53	Caposele (AV)	Scorrimento rotazionale/tra- slativo	Quiescente	389	110	3,5	10	31047	224048	720	580	140
C54	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento- colata)	Quiescente	590	297	2,0	15	134748	1376253	725	543	182
C55	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento- colata)	Quiescente	186	108	1,7	5	15845	52590	685	630	55
C56	Caposele (AV)	Colata	Quiescente	502	174	2,9	15	55679	686030	725	615	110
C57	Caposele (AV)	Scorrimento rotazionale/tra- slativo	Quiescente	279	213	1,3	10	45099	311159	700	620	80
C58	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento- colata)	Quiescente	248	91	2,7	8	18325	94533	700	643	57
C59	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento- colata)	Quiescente	463	367	1,3	10	103013	889704	670	595	75
C60	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento- colata)	Quiescente	269	138	1,9	10	23875	194370	724	675	49
C61	Caposele (AV)	Complesso (scorrimento- colata)	Quiescente	626	188	3,3	10	95416	616213	510	410	100
C62	Caposele (AV)	Scorrimento rotazionale/tra- slativo	Quiescente	120	60	2,0	10	6441	37699	445	405	40

*Tabella 13 – Inventario alfanumerico delle frane censite nella zona di Caposele.*



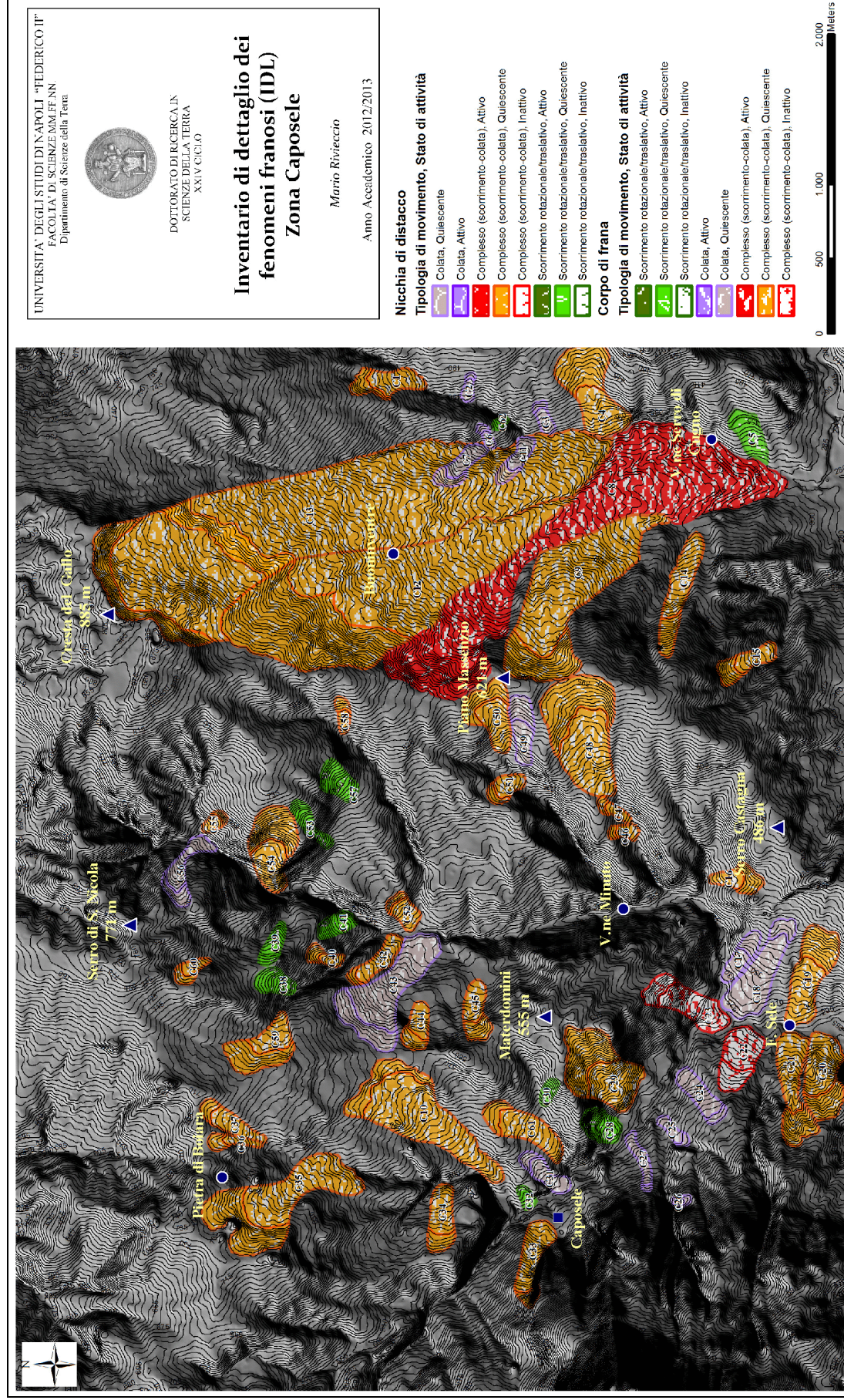


Figura 63 – Inventario di dettaglio dei fenomeni franosi a cinematisimo lento (IDL) della zona di Caposele.



### 5.3.2 Zona Senerchia

Nella presente area di studio, le zone interessate da fenomeni a cinematismo lento costituiscono l'8,7% con un'estensione areale pari a 1,707 km<sup>2</sup>, su un territorio totale analizzato di 19.60 km<sup>2</sup>. I movimenti complessi (scorrimento – colata) rappresentano il cinematismo più frequente con 12 casi registrati, mentre i colamenti risultano essere in totale 5, ed infine 3 gli scorrimenti rotazionali/traslativi. La zona situata a sud-ovest del paese, in prossimità del contatto tra i complessi carbonatici e flyschoidi, presenta un'elevata distribuzione di dissesti con 6 casi censiti, tra cui anche la nota frana sismoindotta di Senerchia del novembre 1980 (S1).

Esempi attivi, come la frana di Acquara - Vadoncello (S8), presentano evidenze di movimenti recenti con nicchie di distacco ripide, caratterizzate da substrato emergente, e con numerose fratture da trazione (fig. 65) lungo il coronamento e rigonfiamenti nella zona di accumulo.



*Figura 64 (a destra) – Fratture rilevate nella pavimentazione esterna del cimitero di Quaglietta, situato a monte del dissesto S2*



*Figura 65 – Panorama della nicchia di distacco della frana attiva di Acquara-Vadoncello (S8).*

ID	Com	Tdm	Sda	L (m)	W (m)	L/W	P (m)	A (m <sup>2</sup> )	V (m <sup>3</sup> )	Q max (m s.l.m.)	Q min (m s.l.m.)	Disl (m)
S1	Senerchia (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Attiva	2732	425	6,4	40	719196	24318022	538	232	306
S2	Calabritto (AV)	Scorrimento rotazionale/traslativo	Attiva	175	160	1,1	15	16921	219911	240	195	45

Inventario dei fenomeni franosi

S3	Senerchia (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	1112	80	13,9	15	81734	698690	580	380	200
S4	Senerchia (AV)	Colata	Quiescente	655	124	5,3	15	62933	637900	520	405	115
S5	Senerchia (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	1323	163	8,1	20	195470	2258271	530	310	220
S6	Senerchia (AV)	Colata	Quiescente	480	80	6,0	10	38385	201062	520	435	85
S7	Senerchia (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	253	75	3,4	10	15384	99353	520	470	50
S8	Senerchia (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Attiva	743	104	7,1	17	70796	687812	440	330	110
S9	Senerchia (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	581	109	5,3	10	52993	331590	455	380	75
S10	Senerchia (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	492	122	4,0	10	38254	314285	430	345	85
S11	Senerchia (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	547	164	3,3	15	59939	704565	510	420	90
S12	Senerchia (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	640	122	5,2	10	56407	408826	410	310	100
S13	Senerchia (AV)	Colata	Quiescente	270	97	2,8	10	16447	137131	370	330	40
S14	Senerchia (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	680	150	4,5	15	91273	801106	390	290	100
S15	Senerchia (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	1118	147	7,6	10	14837	860514	380	228	152
S16	Calabritto (AV)	Scorrimento rotazionale/traslativo	Quiescente	191	169	1,1	15	26687	253519	326	295	31
S17	Senerchia (AV)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	513	211	2,4	10	72711	566759	375	290	85
S18	Calabritto (AV)	Colata	Quiescente	284	104	2,7	15	24159	231975	244	195	49
S19	Calabritto (AV)	Colata	Quiescente	324	123	2,6	15	32136	312997	255	200	55
S20	Calabritto (AV)	Scorrimento rotazionale/traslativo	Quiescente	206	118	1,7	10	20697	127276	330	290	40

*Tabella 14 – Inventario alfanumerico delle frane censite nella zona di Senerchia*



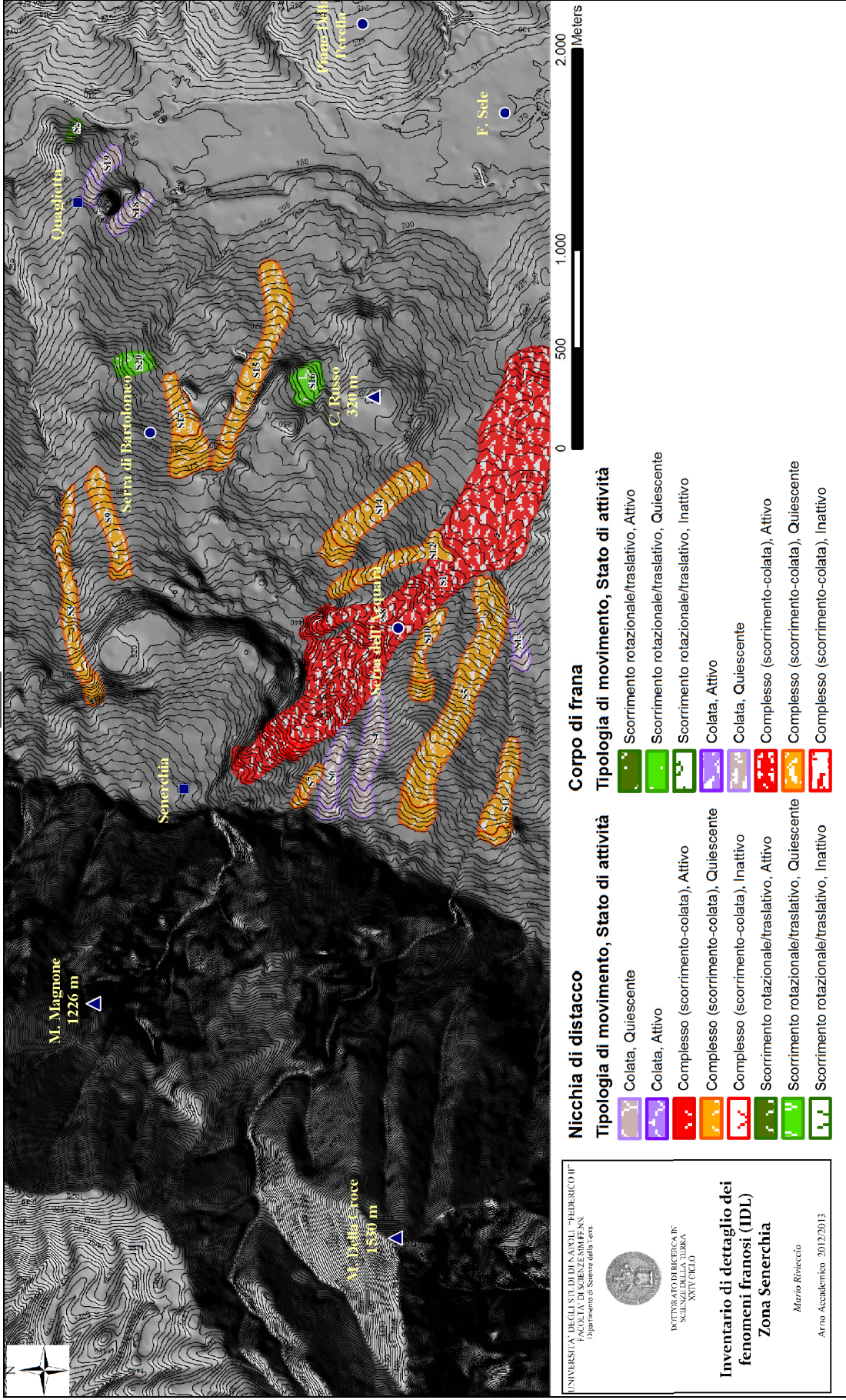


Figura 66 – Inventario di dettaglio dei fenomeni franosi a cinematismo lento (IDL) della zona di Senerchia.

### 5.3.3 Zona Oliveto Citra

Dal quadro complessivo relativo alla tipologia di dissesti rilevati in quest'area (fig. 67), è emerso che la maggior parte delle frane, con 26 casi censiti, si sviluppa con movimenti complessi, tuttavia, una buona frazione è rappresentata anche dai colamenti, di cui sono stati rilevati 20 casi. Infine, per ciò che concerne gli scorrimenti rotazionali/traslativi, sono stati individuati quattro casi, pari all'8% delle frane totali censite. Il territorio soggetto a dissesti presenta un'estensione pari a 5,45 km<sup>2</sup> (13,9%) su un totale analizzato di 39,15 km<sup>2</sup>. Le frane risultano omogeneamente distribuite in tutto il territorio indagato, con dimensioni e volumi variabili.

ID	Com	Tdm	Sda	L (m)	W (m)	L/W	P (m)	A (m <sup>2</sup> )	V (m <sup>3</sup> )	Q max (m s.l.m.)	Q min (m s.l.m.)	Disl (m)
O1	Oliveto Citra (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	1790	360	5,0	25	392473	8435176	365	125	240
O2	Oliveto Citra (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Inattiva	726	220	3,3	20	159395	1672584	320	135	185
O3	Oliveto Citra (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Inattiva	734	240	3,1	15	151082	1383557	350	183	167
O4	Oliveto Citra (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	650	158	4,1	10	82312	537736	290	165	125
O5	Oliveto Citra (SA)	Scorrimento rotazionale/traslativo	Quiescente	345	115	3,0	10	33970	207738	225	125	100
O6	Oliveto Citra (SA)	Colata	Quiescente	562	233	2,4	20	97100	1371263	260	177	83
O7	Oliveto Citra (SA)	Colata	Quiescente	478	185	2,6	15	70450	694528	245	165	80
O8	Oliveto Citra (SA)	Colata	Quiescente	358	159	2,3	15	46076	447064	210	160	50
O9	Oliveto Citra (SA)	Colata	Attiva	460	135	3,4	10	39351	325155	376	270	106
O10	Oliveto Citra (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	257	122	2,1	5	23552	82085	305	266	39
O11	Oliveto Citra (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	282	113	2,5	5	26624	83425	355	305	50
O12	Contursi Terme (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	224	103	2,2	10	21045	120805	170	120	50
O13	Contursi Terme (SA)	Scorrimento rotazionale/traslativo	Inattiva	217	169	1,3	10	26176	192019	190	115	75
O14	Contursi Terme (SA)	Scorrimento rotazionale/traslativo	Quiescente	629	356	1,8	20	153662	2344927	250	125	125
O15	Contursi Terme (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	225	88	2,6	8	14753	82938	195	130	65
O16	Oliveto Citra (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	185	66	2,8	10	10742	63931	356	265	91
O17	Oliveto Citra (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	230	72	3,2	8	10854	69366	351	255	96
O18	Oliveto Citra (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	236	126	1,9	10	22956	155697	190	115	75
O19	Oliveto Citra (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	417	332	1,3	20	111791	1449782	275	114	161

*Fattori geologico – geomorfologici per la definizione della suscettibilità da frana a cinematismo lento in  
aree ad alta sismicità: analisi e confronti di casi studio*

O20	Oliveto Citra (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	478	304	1,6	20	124310	1521704	256	134	122
O21	Oliveto Citra (SA)	Colata	Quiescente	962	191	5,0	20	110713	1924142	345	148	197
O22	Oliveto Citra (SA)	Colata	Quiescente	271	80	3,4	10	15938	113516	315	265	50
O23	Oliveto Citra (SA)	Colata	Quiescente	1581	261	6,1	20	286979	4321166	460	240	220
O24	Oliveto Citra (SA)	Colata	Quiescente	1132	181	6,3	20	152105	2145624	475	325	150
O25	Oliveto Citra (SA)	Colata	Quiescente	821	128	6,4	20	76863	1100479	430	315	115
O26	Oliveto Citra (SA)	Colata	Quiescente	437	151	2,9	15	35909	518261	415	350	65
O27	Campagna (SA)	Scorrimento rotazionale/traslativo	Quiescente	297	139	2,1	10	24885	216157	375	293	82
O28	Campagna (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	643	195	3,3	15	74332	984771	430	310	120
O29	Campagna (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	897	195	4,6	15	119151	1373779	420	248	172
O30	Campagna (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	530	170	3,1	15	72234	707644	360	256	104
O31	Oliveto Citra (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	258	105	2,5	10	17569	141843	380	321	59
O32	Campagna (SA)	Colata	Quiescente	221	85	2,6	10	14361	98358	380	336	44
O33	Campagna (SA)	Colata	Quiescente	210	88	2,4	10	11215	96761	400	350	50
O34	Campagna (SA)	Colata	Quiescente	570	143	4,0	15	58355	640178	470	365	105
O35	Campagna (SA)	Colata	Quiescente	960	136	7,1	15	114544	1025416	475	325	150
O36	Campagna (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	270	162	1,7	10	26576	229022	444	385	59
O37	Campagna (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	527	495	1,1	15	157246	2048829	450	370	80
O38	Campagna (SA)	Colata	Quiescente	226	60	3,8	10	12829	71000	290	221	69
O39	Oliveto Citra (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	700	312	2,2	15	132279	1715310	365	285	80
O40	Campagna (SA)	Colata	Quiescente	173	98	1,8	10	12015	88771	240	200	40
O41	Campagna (SA)	Colata	Quiescente	714	102	7,0	15	59200	571990	325	205	120
O42	Campagna (SA)	Colata	Quiescente	448	112	4,0	15	37427	394081	280	200	80
O43	Campagna (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	1321	422	3,1	20	314276	5837728	295	155	140
O44	Campagna (SA)	Colata	Quiescente	1183	200	5,9	20	129833	2477669	315	160	155
O45	Oliveto Citra (SA)	Colata	Attiva	870	182	4,8	15	97513	1243599	385	245	140
O46	Oliveto Citra (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	427	120	3,6	10	36152	268292	325	265	60



*Inventario dei fenomeni franosi*

O47	Oliveto Citra (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	2176	715	3,0	30	635306	24439078	650	335	315
O48	Oliveto Citra (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	753	265	2,8	15	154891	1567223	400	280	120
O49	Oliveto Citra (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	1588	450	3,5	20	334801	7483274	385	204	181
O50	Oliveto Citra (SA)	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	2160	490	4,4	20	503014	11083539	405	185	220

*Tabella 15 – Inventario alfanumerico delle frane censite nella zona di Oliveto Citra.*







## 5.4 Inventario delle frane sismoindotte (IFS)

La raccolta di informazioni derivanti da precedenti conoscenze ha evidenziato, nel territorio dell'alta valle del Sele, la presenza di 48 frane attivatesi a seguito del terremoto irpino del Novembre 1980. Tali informazioni hanno contribuito ad arricchire il quadro globale sulla franosità delineato nel censimento cartografico generale (ICG), e in parte hanno concorso allo sviluppo dell'inventario di dettaglio locale (IDL) per le tre aree campione. Ai fini della presente ricerca si è ritenuto opportuno approfondire questa categoria di dissesti evidenziando, al pari dei movimenti presenti nell'inventario locale (IDL), le componenti morfologiche, come la zona di innesco e di accumulo, attraverso una cartografazione alla scala di versante 1/5000. In aggiunta, si è deciso di completare il quadro conoscitivo attraverso la realizzazione di un database alfanumerico contenente le principali caratteristiche descrittive fondamentalmente ottenute dalle analisi dirette e, in piccola parte, dalle precedenti conoscenze. Riguardo a quest'ultimo aspetto, la banca dati è stata costruita considerando gli stessi termini impiegati nell'inventario locale (IDL) con l'aggiunta di tre ulteriori campi:

- **Distanza epicentrale:** distanza espressa in chilometri tra l'epicentro del sisma e l'area di sviluppo della frana. La misura è stata effettuata importando nel software "google earth" i dati ottenuti dal Database Macrosismico Italiano 2011 relativi all'esatta collocazione dell'epicentro, e valutando per ciascuna frana la relativa distanza;
- **Intensità locale:** intensità locale del sisma in scala MCS, ricavata dalla consultazione del DBMI11;
- **Ore dal terremoto:** tempo intercorso tra la scossa principale e il movimento franoso. Tale informazione è stata ottenuta per 20 frane attraverso la consultazione di Esposito et alii (1998).

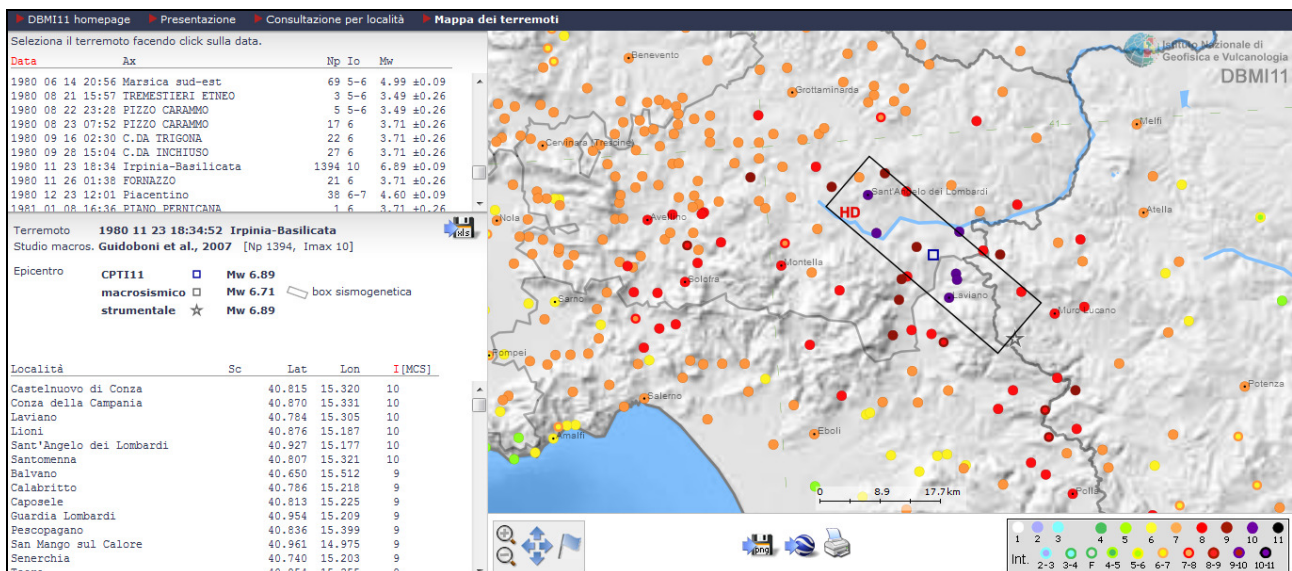


Figura 68 – L'immagine mostra il Database Macrosismico Italiano 2011 con le informazioni relative al terremoto irpino del 23 Novembre 1980.

ID	Tdm	Sda	Com	Distanza epicentrale (km)	Intensità locale (M.C.S.)	Ore dal sisma	L (m)	W (m)	L/W	P (m)	A (m²)	V (m³)	Q max (m s.l.m.)	Q min (m s.l.m.)	Disl (m)
1	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	Oliveto Citra (SA)	18	VII	Poche	1790	360	5,0	25	392473,0	8435176,3	365,0	125,0	240,0
2	Scorrimento rotazionale/traslativo	Quiescente	Contursi Terme (SA)	20,4	VI	/	629	356	1,8	20	153662,0	2344926,6	250,0	125,0	125,0
3	Colata	Quiescente	Oliveto Citra (SA)	18,5	VII	Poche	821	128	6,4	20	76863,3	1100479,0	430,0	315,0	115,0
4	Colata	Quiescente	Oliveto Citra (SA)	18,5	VII	Poche	1581	261	6,1	20	286979,0	4321166,4	460,0	240,0	220,0
5	Scorrimento rotazionale/traslativo	Attivo	Calabritto (AV)	12,5	IX	Poche	175	160	1,1	15	16921,4	219911,5	240,0	195,0	45,0
6	Complesso (scorrimento-colata)	Attivo	Senerchia (AV)	11	IX	8	2732	425	6,4	40	719196,0	24318021,5	538,0	232,0	306,0
7	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	Senerchia (AV)	16	IX	Poche	1323	163	8,1	20	195470,4	2258271,0	530,0	310,0	220,0
8	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	Castelluccio di Conza (AV)	3,7	IX	/	637	318	2,0	15	173522,1	1590949,6	450,0	350,0	100,0
9	Colata	Quiescente	Castelluccio di Conza (AV)	3,5	X	/	225	93	2,4	15	19248,6	164344,6	425,0	375,0	50,0
10	Complesso (scorrimento-colata)	Attivo	Caposele (AV)	5	IX	8	2886	742	3,9	30	1124887,7	33637221,0	675,0	305,0	370,0
11	Colata	Quiescente	Caposele (AV)	3,2	X	/	400	285	1,4	15	46122,9	895353,9	515,0	420,0	95,0
12	Colata	Quiescente	Caposele (AV)	12	IX	Poche	402	130	3,1	15	39733,8	410449,1	460,0	388,0	72,0
13	Colata	Quiescente	Caposele (AV)	6,2	IX	/	127	70	1,8	10	7266,6	46547,9	468,0	432,0	36,0
14	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	Caposele (AV)	5	IX	/	1135	390	2,9	15	318063,3	3476565,0	590,0	417,0	173,0
15	Colata	Quiescente	Caposele (AV)	5	IX	/	834	439	1,9	20	227609,8	3834062,5	580,0	450,0	130,0
16	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	Oliveto Citra (SA)	19	VII	Poche	753	265	2,8	15	154891,2	1567222,8	400,0	280,0	120,0

*Inventario dei fenomeni franosi*

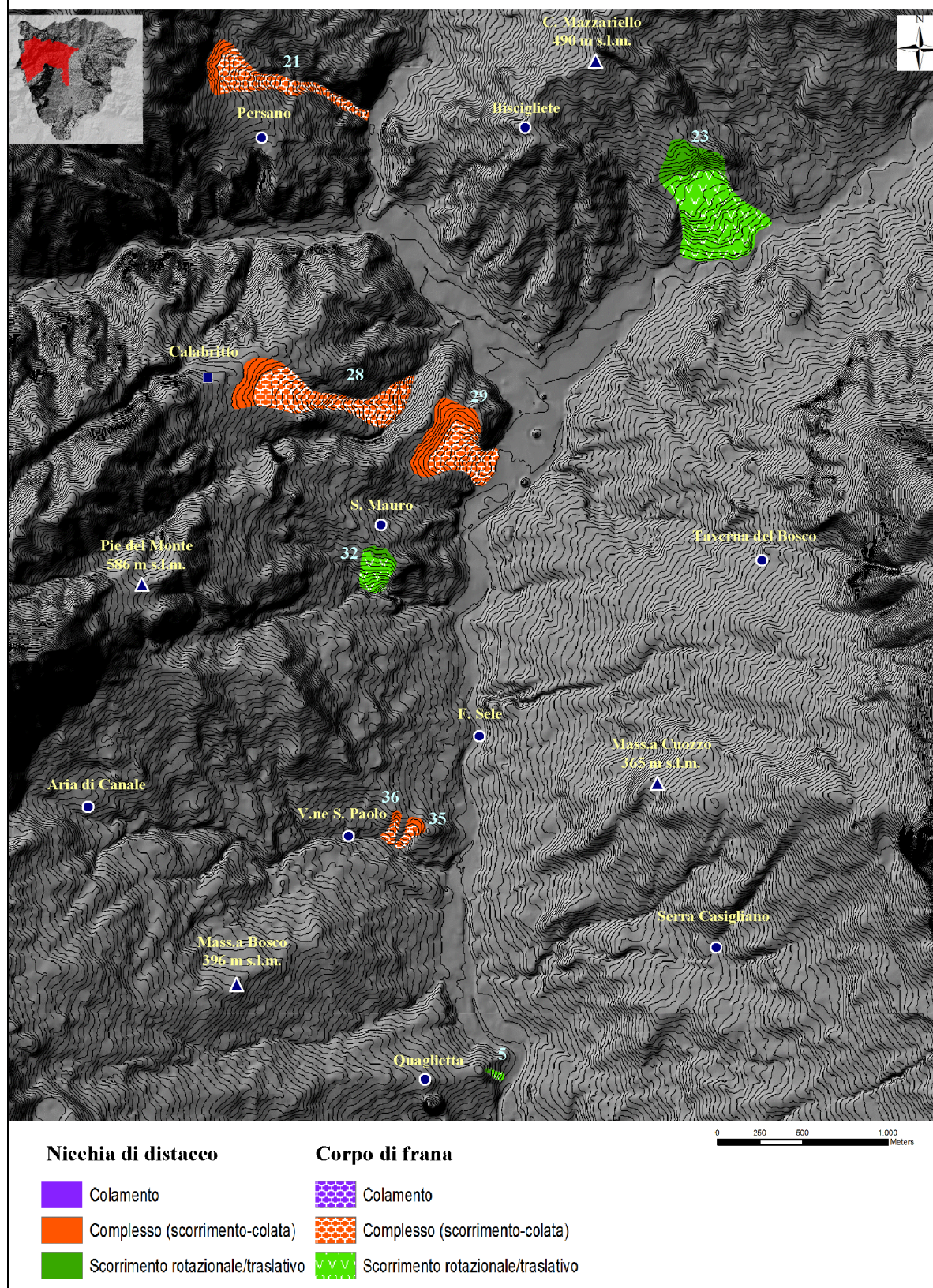
17	Scorrimento rotazionale/traslativo	Quiescente	Castelnuo vo di Conza (AV)	3,4	X	/	120	60	2,0	10	6441,0	37699,1	445,0	405,0	40,0
18	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	Oliveto Citra (SA)	18	VII	/	2160	490	4,4	20	503014,0	11083538,9	405,0	185,0	220,0
19	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	Oliveto Citra (SA)	19,2	VII	Poche	1588	310	5,1	20	334801,0	5155144,1	385,0	204,0	181,0
20	Colata	Quiescente	Castelnuo vo di Conza (AV)	5	IX	/	515	245	2,1	10	103128,0	660650,8	440,0	348,0	92,0
21	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	Calabritto (AV)	12	IX	Poche	1024	288	3,6	20	122537,0	3088311,2	490,0	275,0	215,0
22	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	Caposele (AV)	6	IX	/	1548	618	2,5	25	763720,0	12522702,5	485,0	255,0	230,0
23	Scorrimento rotazionale/traslativo	Quiescente	Calabritto (AV)	6,7	IX	/	788	570	1,4	20	279360,0	4703592,5	375,0	250,0	125,0
24	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	Laviano (SA)	6	IX	/	352	170	2,1	15	50409,0	489982,3	315,0	285,0	50,0
25	Scorrimento rotazionale/traslativo	Quiescente	Valva (SA)	7	IX	/	272	282	1,0	10	54122,0	401621,2	345,0	285,0	60,0
26	Scorrimento rotazionale/traslativo	Quiescente	Valva (SA)	9	VIII	Poche	270	100	2,7	10	24935,0	141371,7	347,0	303,0	44,0
27	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	Valva (SA)	6	IX	/	695	350	2,0	15	194455,0	1910481,0	370,0	260,0	110,0
28	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	Calabritto (AV)	8,5	IX	/	976	275	3,5	20	200396,0	2810678,2	450,0	270,0	180,0
29	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	Calabritto (AV)	8,5	IX	/	475	326	1,5	15	160581,0	1216189,1	325,0	230,0	95,0
30	Scorrimento rotazionale/traslativo	Quiescente	Valva (SA)	7,7	IX	/	122	44	2,8	10	4420,0	28106,8	290,0	262,0	28,0
31	Scorrimento rotazionale/traslativo	Quiescente	Valva (SA)	10	VIII	Poche	562	295	1,9	15	98805,0	1302111,6	410,0	294,0	116,0
32	Scorrimento rotazionale/traslativo	Quiescente	Calabritto (AV)	12	IX	Poche	270	215	1,3	15	47232,0	455923,6	345,0	268,0	77,0
33	Scorrimento rotazionale/traslativo	Quiescente	Valva (SA)	8	IX	/	830	585	1,4	20	351634,0	5084667,7	340,0	225,0	115,0
34	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	Valva (SA)	10	VIII	/	1192	210	5,7	20	221827,0	2621344,9	575,0	350,0	225,0

35	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	Calabritto (AV)	10,5	IX	/	230	95	2,4	10	17896,0	114406,3	260,0	220,0	40,0
36	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	Calabritto (AV)	10,5	IX	/	202	58	3,5	10	13832,0	61344,8	270,0	225,0	45,0
37	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	Valva (SA)	11	VIII	/	2270	625	3,6	30	816997,0	22285672,9	465,0	184,0	281,0
38	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	Colliano (SA)	14	VIII	/	1270	470	2,7	20	296415,0	6250722,2	450,0	280,0	170,0
39	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	Senerchia (AV)	17	IX	Poche	978	195	5,0	20	131612,0	1997110,4	460,0	305,0	155,0
40	Colata	Quiescente	Senerchia (AV)	17	IX	/	365	84	4,3	10	27226,0	160535,4	470,0	403,0	67,0
41	Scorrimento rotazionale/fraslivo	Quiescente	Colliano (SA)	17,6	VII	/	650	227	2,9	15	108493,0	1158855,0	265,0	173,0	92,0
42	Scorrimento rotazionale/fraslivo	Quiescente	Oliveto Citra (SA)	18,5	VII	Poche	343	88	3,9	10	22233,0	158043,1	565,0	482,0	83,0
43	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	Oliveto Citra (SA)	17,5	VII	Poche	1478	302	4,9	20	264163,0	4674229,1	445,0	235,0	210,0
44	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	Oliveto Citra (SA)	18,5	VII	Poche	1220	260	4,7	15	215568,0	2491283,0	545,0	335,0	210,0
45	Scorrimento rotazionale/fraslivo	Quiescente	Contursi Terme (SA)	16,7	VI	Poche	246	120	2,1	10	22495,0	154566,4	202,0	162,0	40,0
46	Scorrimento rotazionale/fraslivo	Quiescente	Contursi Terme (SA)	20,2	VI	/	80	48	1,7	10	2735,0	20106,2	174,0	158,0	16,0
47	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	Contursi Terme (SA)	22	VI	/	860	202	4,3	15	138113,0	1364393,7	250,0	85,0	165,0
48	Complesso (scorrimento-colata)	Quiescente	Contursi Terme (SA)	21	VI	Poche	200	154	1,3	15	23148,0	241902,6	120,0	84,0	36,0

*Tabella 16 – Database alfanumerico delle frane sismoindotte censite in alta valle Sele.*

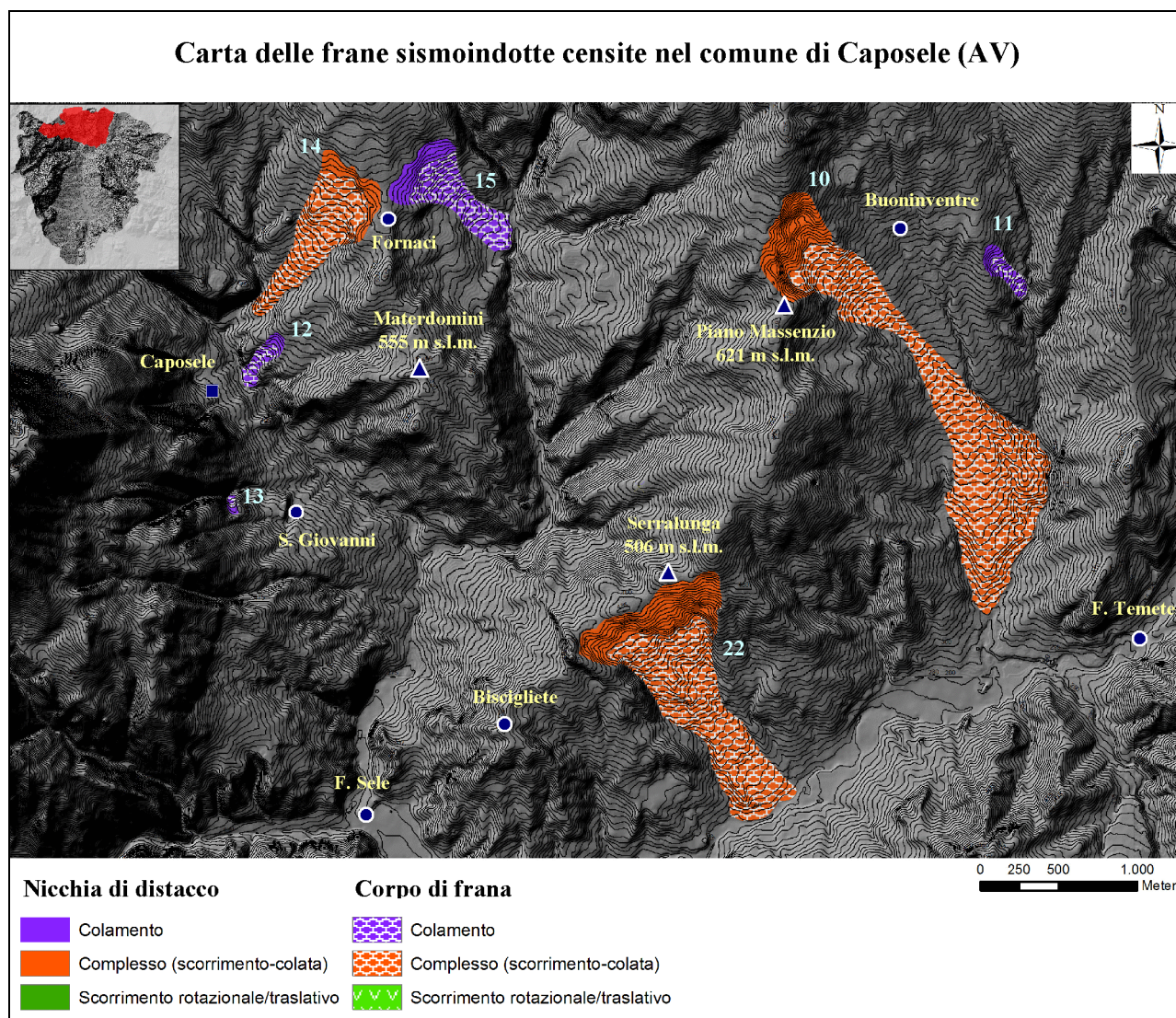


**Carta delle frane sismoindotte censite nel comune di Calabritto (AV)**



*Figura 69 – Inventario dei fenomeni franosi censiti nel comune di Calabritto.*





*Figura 70 – Inventario dei fenomeni franosi censiti nel comune di Caposele.*



## Carta delle frane sismoindotte censite nel comune di Castelnuovo di Conza (AV)

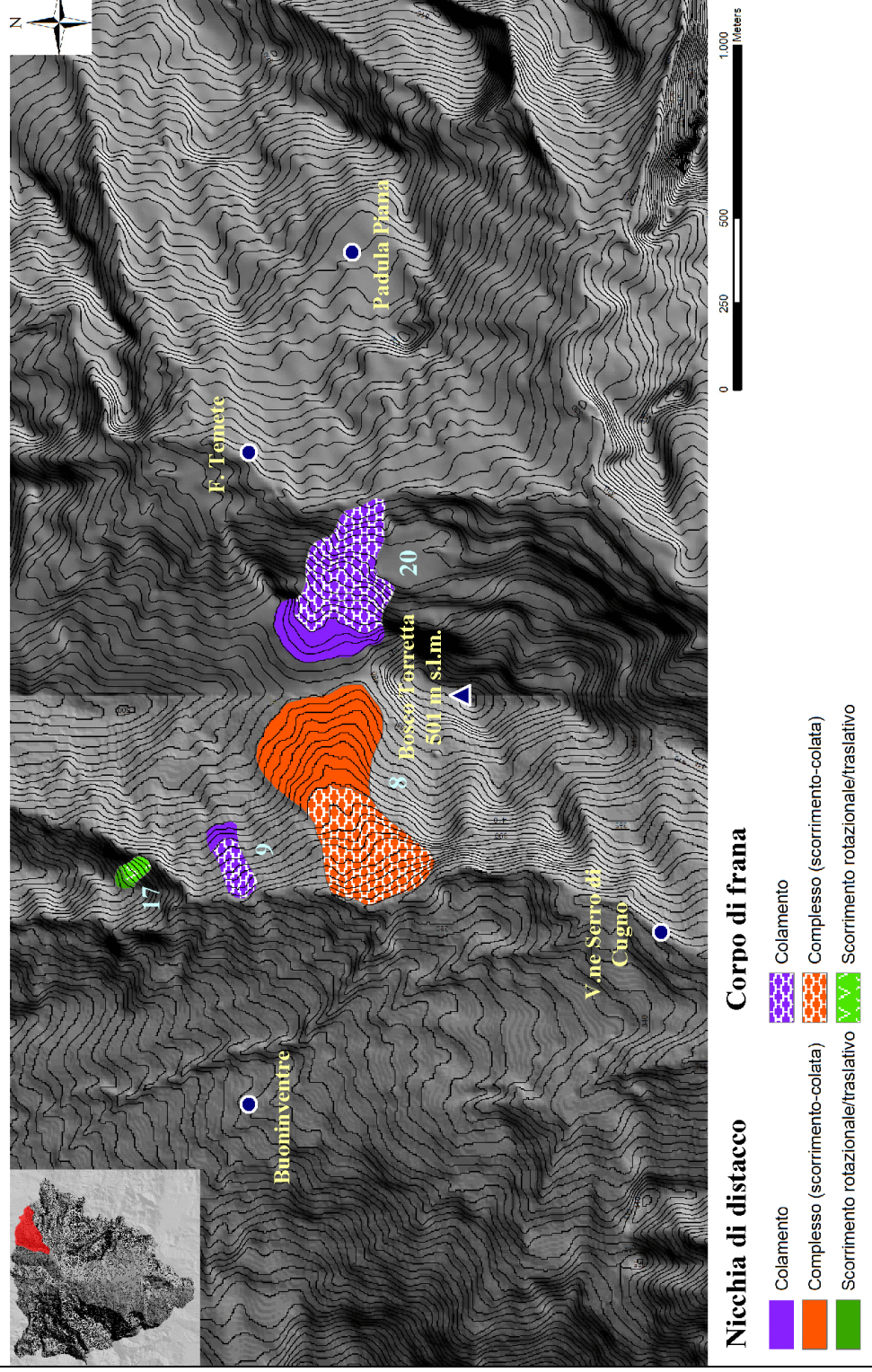


Figura 71 – Inventario dei fenomeni franosi censiti nel comune di Castelnuovo di Conza.



### Carta delle frane sismoindotte censite nel comune di Colliano (SA)

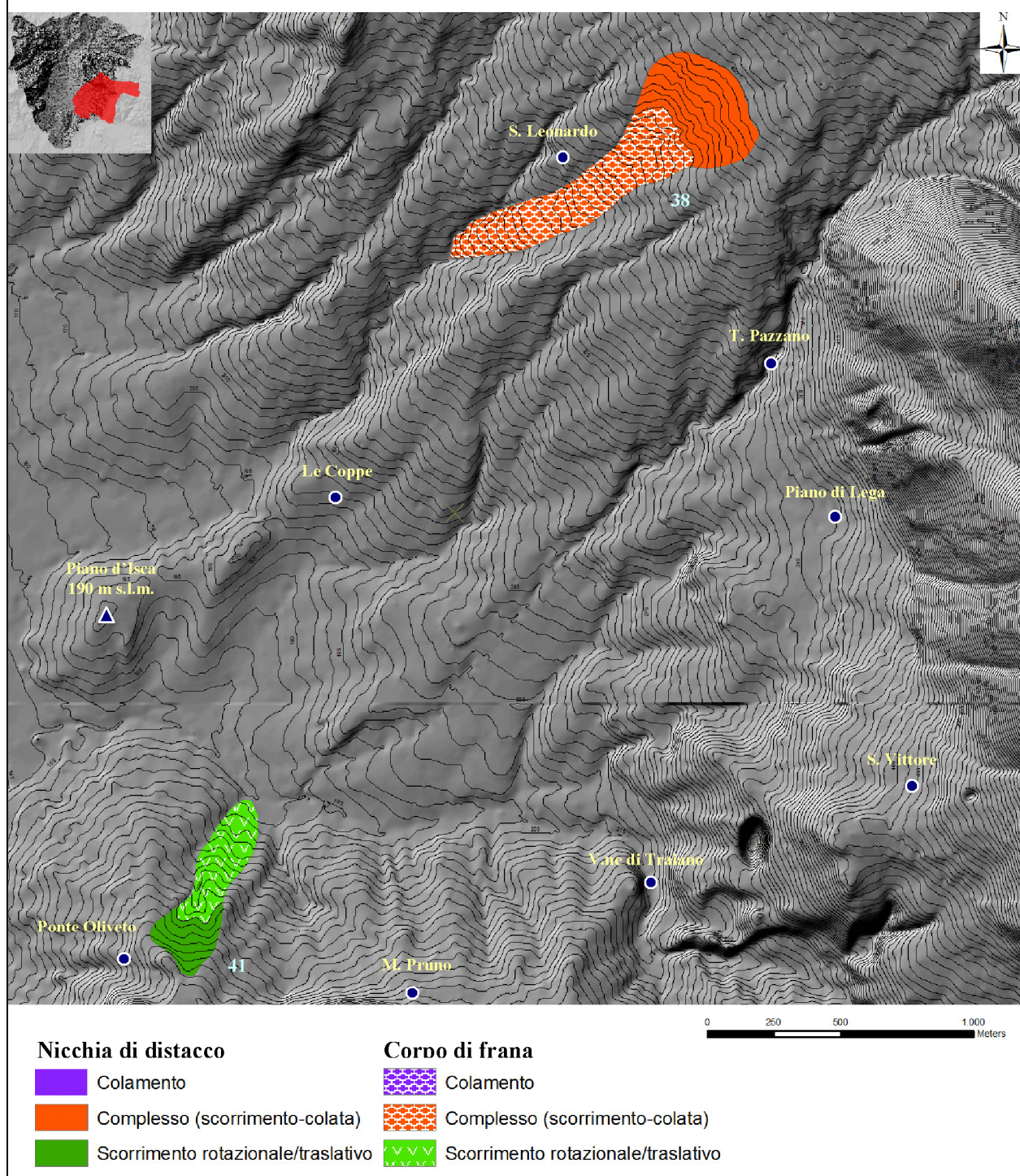
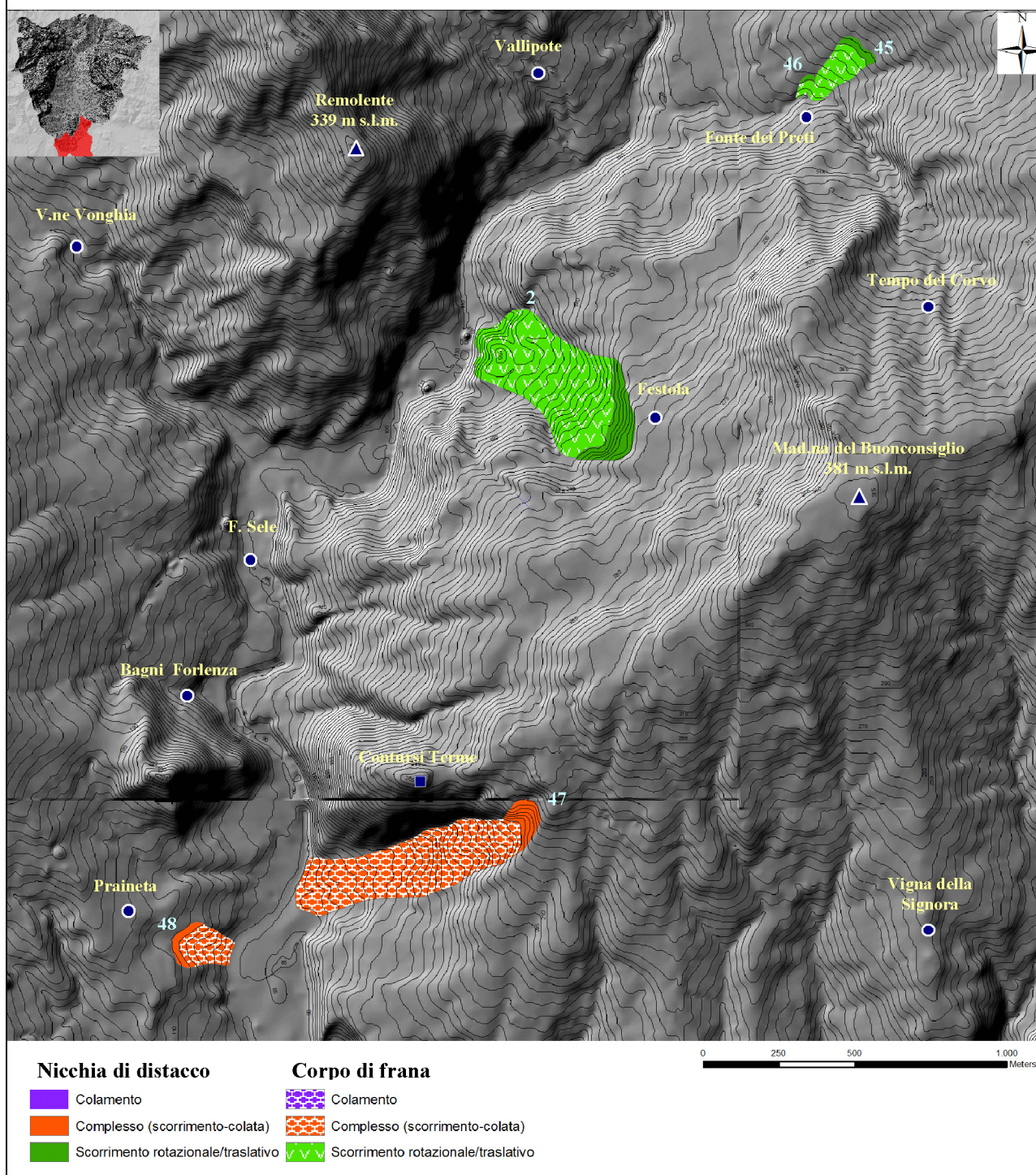


Figura 72 – Inventario dei fenomeni franosi censiti nel comune di Colliano.



**Carta delle frane sismoindotte censite nel comune di Contursi Terme (SA)**



*Figura 73 – Inventario dei fenomeni franosi censiti nel comune di Contursi Terme.*



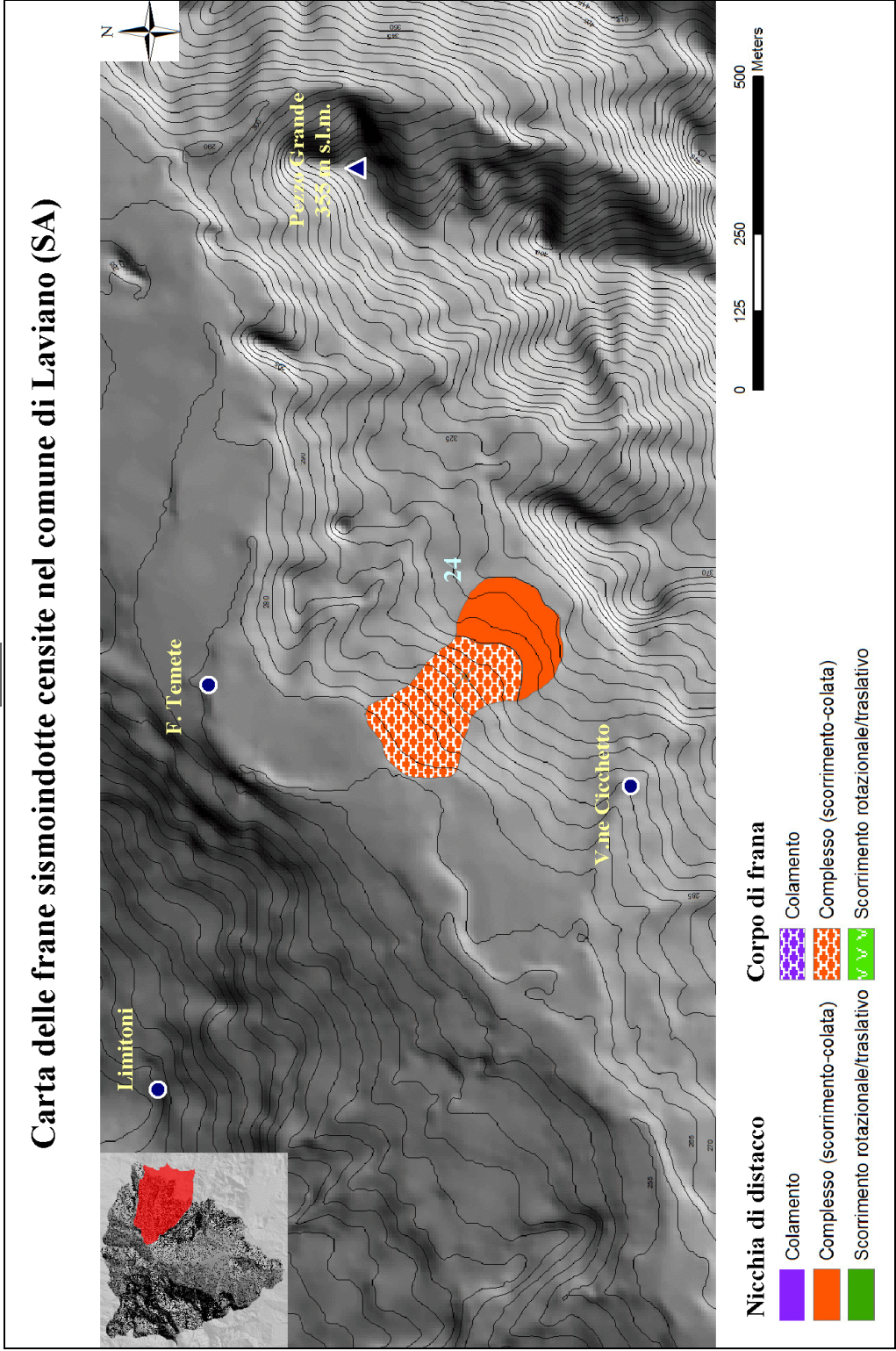
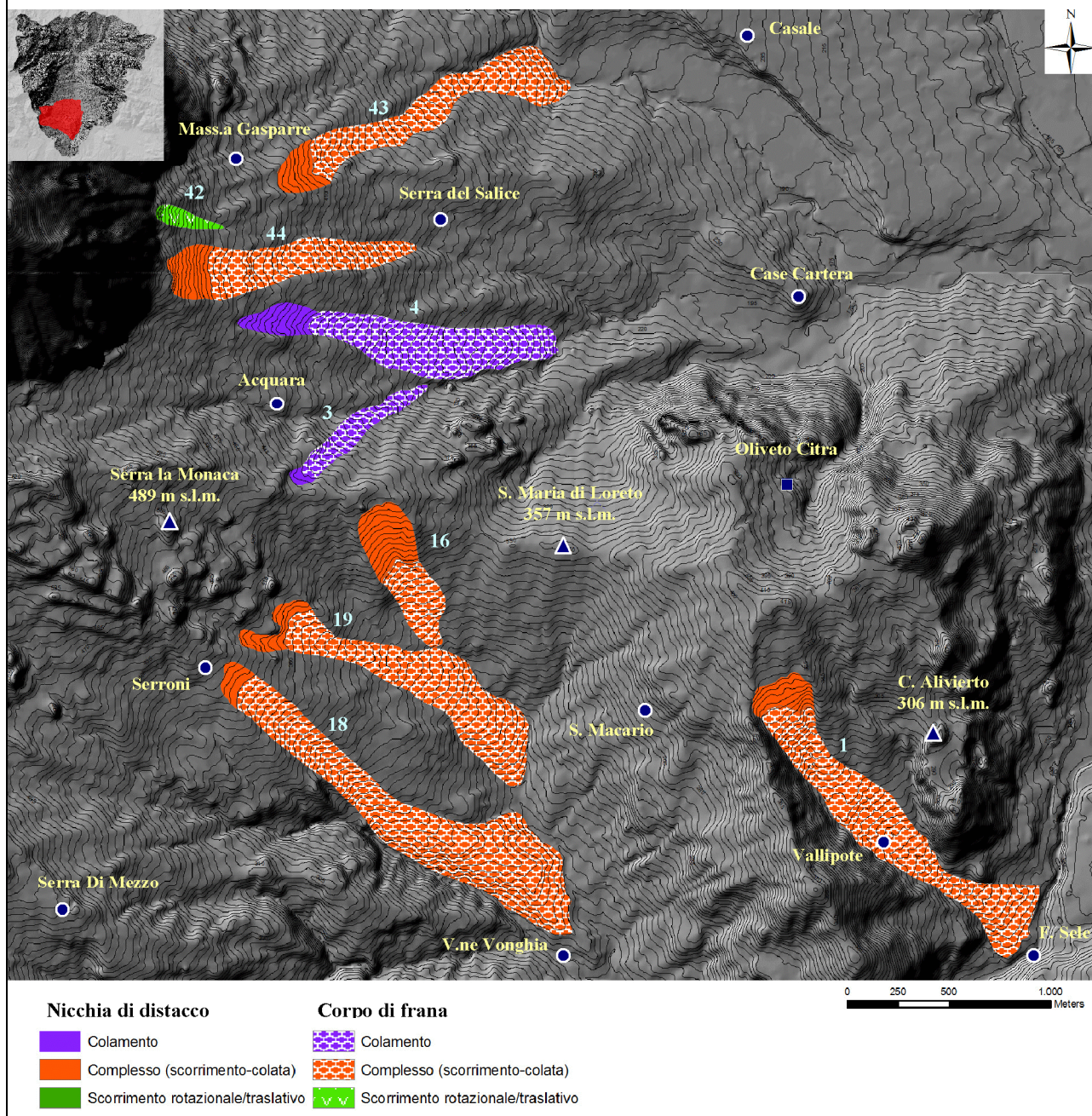


Figura 74 – Inventario dei fenomeni franosi censiti nel comune di Laviano.

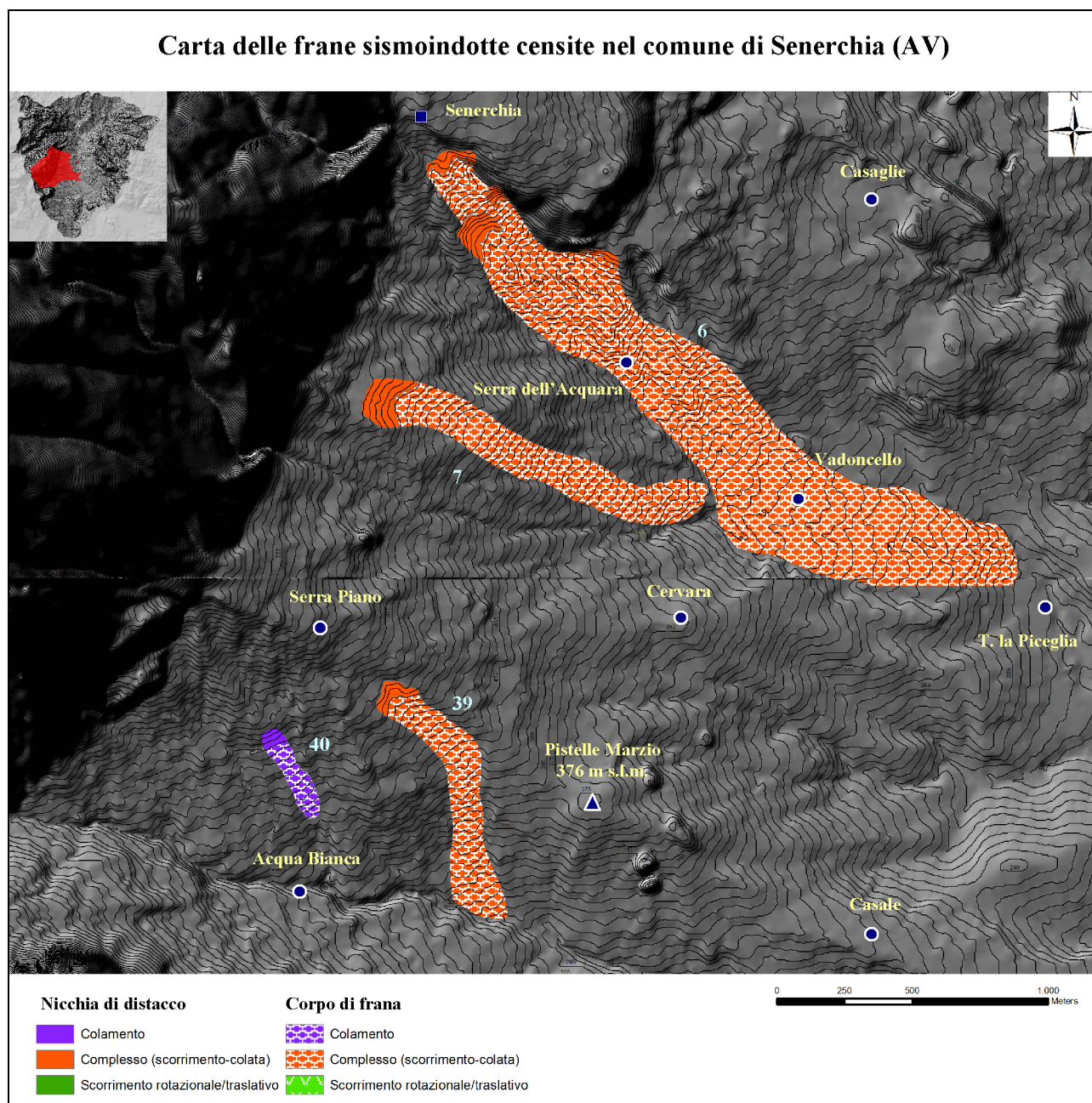


### Carta delle frane sismoindotte censite nel comune di Oliveto Citra (SA)



*Figura 75 – Inventario dei fenomeni franosi censiti nel comune di Oliveto Citra*

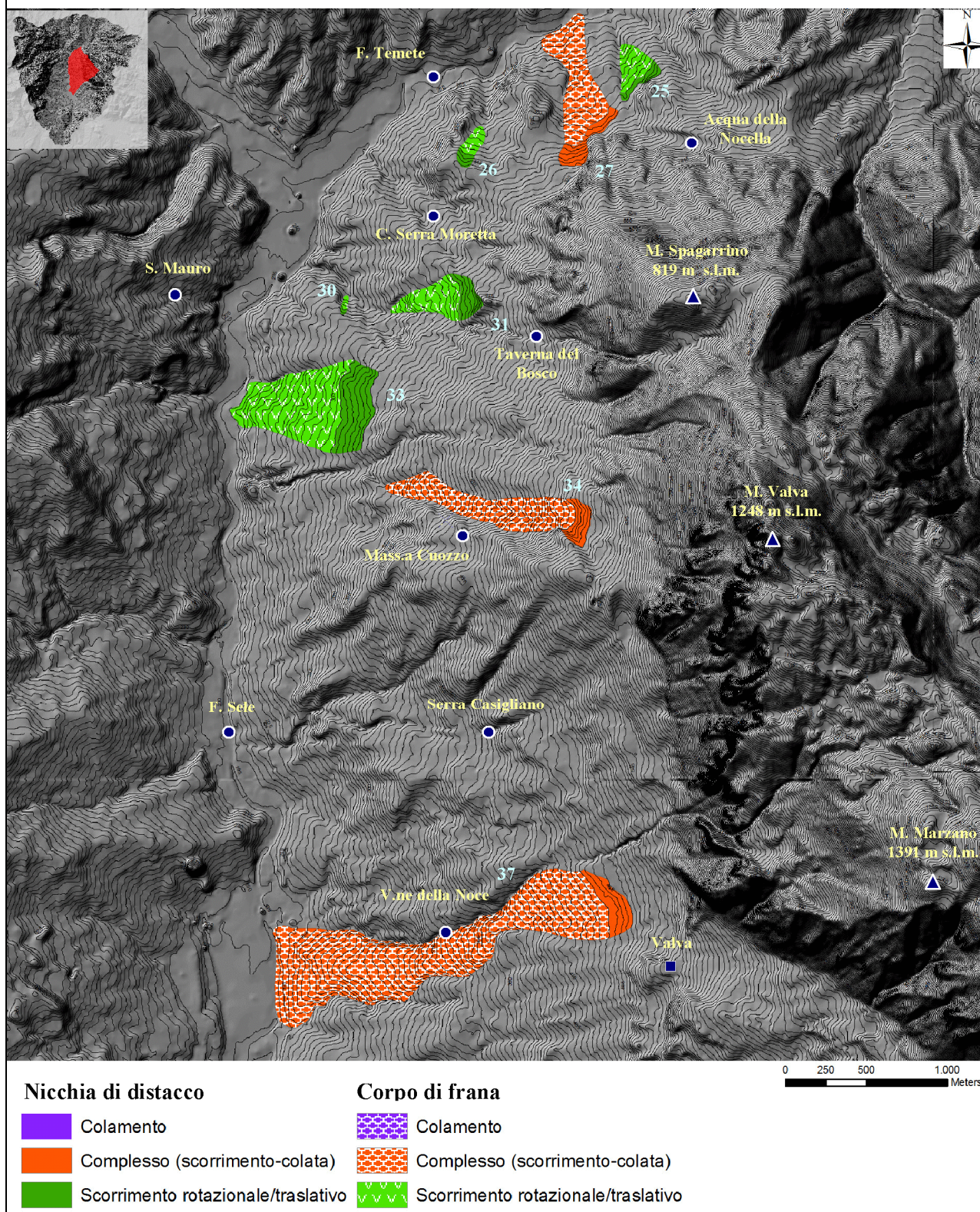




*Figura 76 – Inventario dei fenomeni franosi censiti nel comune di Senerchia.*



**Carta delle frane sismoindotte censite nel comune di Valva (SA)**



*Figura 77 – Inventario dei fenomeni franosi censiti nel comune di Valva.*



## *Capitolo 6*

### *Elaborazioni alla scala di bacino (1/25000)*



## **6.1 Carta delle Unità Geomorfologiche**

Attraverso le analisi delle basi topografiche e dei supporti fotogrammetrici, alle quali sono state affiancate osservazioni di campagna, è stato possibile esaminare la conformazione morfologica del bacino dell'alta valle del fiume Sele che, unitamente all'assetto geologico, ha consentito di determinarne i lineamenti geomorfologici dell'area.

Le operazioni di studio previste hanno condotto ad una suddivisione del territorio in grandi unità paesaggistiche omogenee, discriminate sulla base delle peculiari condizioni morfologiche combinate a determinate proprietà geologiche e strutturali del sottosuolo. Le informazioni derivate, quindi, sono state sintetizzate su base cartografica pervenendo all'elaborazione della “*Carta delle Unità Geomorfologiche*” (fig. 81). Nella fattispecie sono state riconosciute quattro tipi di unità: i rilievi montuosi calcarei, i rilievi collinari in flysch, le fasce pedemontane e le aree intravallive di accumulo fluvio-torrentizio.

### ***6.1.1 Rilievi montuosi calcarei***

La presente Unità Geomorfologica comprende in sostanza i grandi massicci carbonatici che confinano lateralmente il bacino dell'alta valle del fiume Sele. In particolare, essa è individuabile in corrispondenza dei rilievi che si ergono ad ovest e ad est del settore vallivo, riferibili rispettivamente ai monti Picentini e agli alti morfostrutturali del gruppo M. Ognà – M. Marzano. Inoltre, rilievi isolati identificabili con la stessa unità si riscontrano anche nel settore interno, in corrispondenza dell'abitato di Oliveto Citra e dell'adiacente zona di Bagni di Contursi.

Le aree associate alla presente unità mostrano paesaggi aspri, caratterizzati da una morfologia articolata in virtù dell'alta resistenza all'erosione dei complessi carbonatici mesozoici e terziari che ne costituiscono l'ossatura. I versanti si contraddistinguono generalmente per le alte pendenze e, il più delle volte, per i tratti rettilinei associati alla presenza di faglie che durante il periodo Plio-Quaternario hanno dislocato i blocchi carbonatici costituendo gli estesi gruppi montuosi che oggi conosciamo.

La maggior parte dei versanti carbonatici che affacciano sul settore vallivo interno, sia in destra che in sinistra idrografica, si presentano caratterizzati da estese pareti soggette a fenomeni gravitativi di tipo “*crolli*”. Tale tipologia di fenomeni, non approfondita nel presente studio, risulta ampiamente diffusa nei settori dei rilievi montuosi dotati di elevata pendenza, tendenti talvolta alla verticalità.

Dato l'alto grado di permeabilità dei rilievi carbonatici per effetto dell'intensa fratturazione, la rete idrografica presenta bassi valori di densità di drenaggio. Il pattern appare fortemente influenzato dalla presenza dei sistemi di faglie, con corsi d'acqua rettilinei e angolosi, il più delle volte dalla tipica forma trasversale a V.

### ***6.1.2 Rilievi collinari in flysch***

La presente Unità Geomorfologica occupa principalmente il settore interno del bacino, limitato lateralmente dagli alti versanti carbonatici dei M. Picentini e del gruppo M. Ognà – M. Marzano. Essa si estende, inoltre, in larga misura verso le propaggini settentrionali dell'area oggetto di studio, sino ad interessare i rilievi spartiacque situati al confine con l'adiacente bacino dell'Ofanto.

Il territorio in questione si caratterizza dal punto di vista geologico fondamentalmente per il substrato flyschoidale costituito per lo più da depositi argillosi, marnosi ed arenacei del periodo

Cretacico e Terziario, come precedentemente illustrato nel capitolo 4 riguardante l'assetto geologico dell'alta valle del Sele. Proprio la natura altamente erodibile dei terreni, dovuta alla scarsa cementazione delle componenti clastiche, in aggiunta al contributo dato dalla tettonica, ha consentito al territorio di assumere l'attuale conformazione morfologica. Il paesaggio in questione si presenta infatti contraddistinto da rilievi altimetricamente non molto sviluppati, con versanti generalmente caratterizzati da pendenze medio-basse (in media intorno ai 20°) e da profili longitudinali “*concavo-convessi*”, riconducibili il più delle volte ai diffusi processi gravitativi, ampiamente approfonditi nel corso del presente lavoro di tesi. Per ciò che concerne il pattern idrografico, esso si presenta prevalentemente dentritico, fatta eccezione per alcuni tratti rettilinei dovuti a susseguenza. Sono frequenti, inoltre, i segmenti idrici che congiungendosi formano strutture a diapason nel reticolo, costituendo una configurazione tipica delle aree soggette a processi gravitativi di versante.



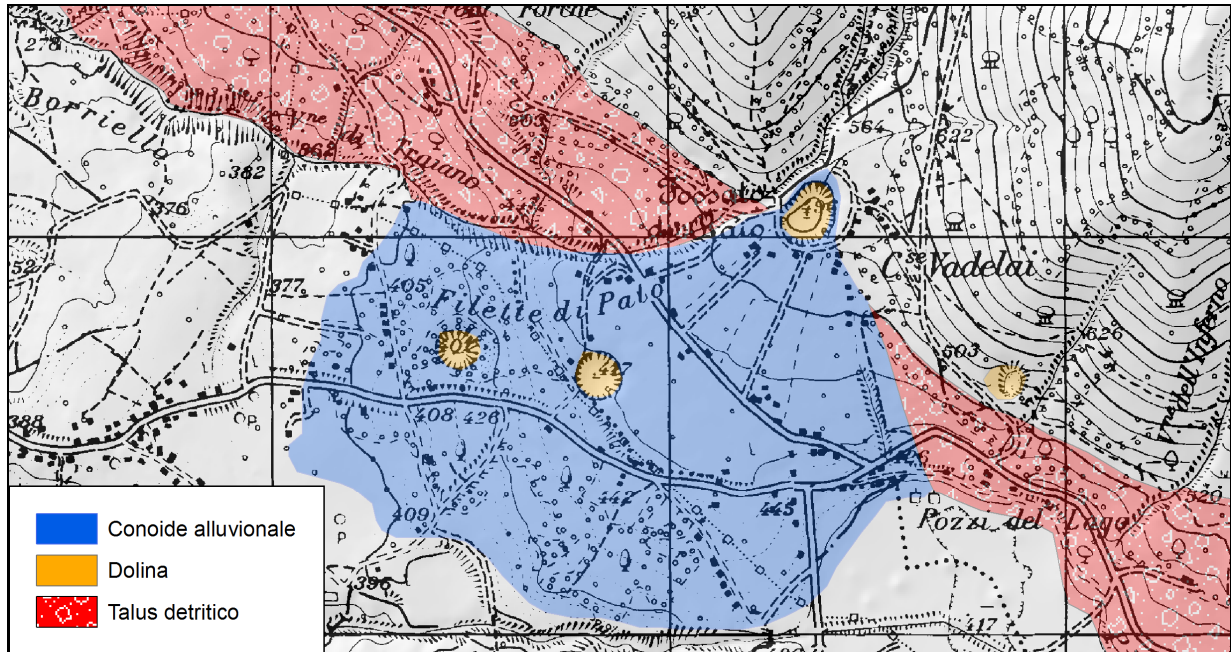
*Figura 78 – Unità Geomorfologiche a confronto. L'immagine pone in evidenza l'articolato sviluppo morfologico di M. Valva e il dolce andamento topografico dei rilievi collinari in flysch posti alla base.*

### **6.1.3 Fasce pedemontane**

Le fasce pedemontane costituiscono le aree di raccordo tra i versanti e le superfici a minor grado di pendenza poste alla base. In esse dominano processi di accumulo sedimentario conseguenti a fenomeni di trasporto gravitativo e fluvio-torrentizio. I lineamenti morfologici sono tipici delle aree di transizione, con superfici caratterizzate da un andamento gradualmente tendente verso livelli altimetrici progressivamente più bassi.

*Talus detritici* sono stati individuati alla base dei rilievi carbonatici che limitano lateralmente la valle presso i punti di raccordo con i versanti in flysch, presentando estensioni maggiori in concomitanza di superfici basali a debole pendenza. Altri accumuli sedimentari, riconducibili alla suddetta unità geomorfologica, sono stati riscontrati allo sbocco di corsi d'acqua a regime torrentizio, dove la perdita di capacità di trasporto solido conseguente il repentino abbassamento del gradiente topografico ha comportato l'aggradazione di “*conoidi alluvionali*”. Simili morfotipi sono stati individuati in località Trientale nel comune di Senerchia e, in modo esteso, tra Punta di San Vettore e lo sbocco di vallone di Raio nel comune di Colliano (fig. 79).

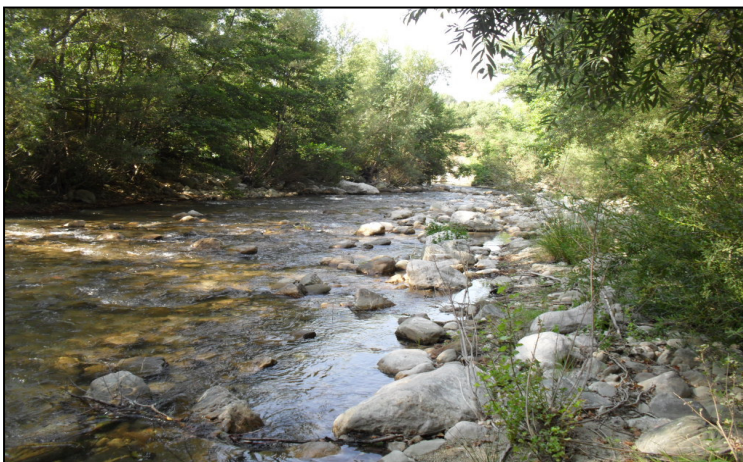
In generale, l'analisi dell'area di studio ha evidenziato uno scarso sviluppo areale della suddetta unità geomorfologica in virtù delle instabili condizioni in cui versano gli ambienti di recapito detritico, dove intensi processi erosionali contribuiscono alla rapida asportazione del materiale clastico e si contrappongono allo sviluppo di vaste fasce di accumulo sedimentario.



*Figura 79 – L'immagine sovrastante illustra il quadro geomorfologico presente allo sbocco del vallone di Raio, nel comune di Colliano. L'area si contraddistingue per la presenza di un'estesa conoide alluvionale e per i talus detritici ben sviluppati. Inoltre, molte doline da crollo sono state individuate in zona, a testimonianza dell'incipiente attività carsica presente nel sottosuolo.*

#### **6.1.4 Aree intravallive di accumulo fluvio-torrentizio**

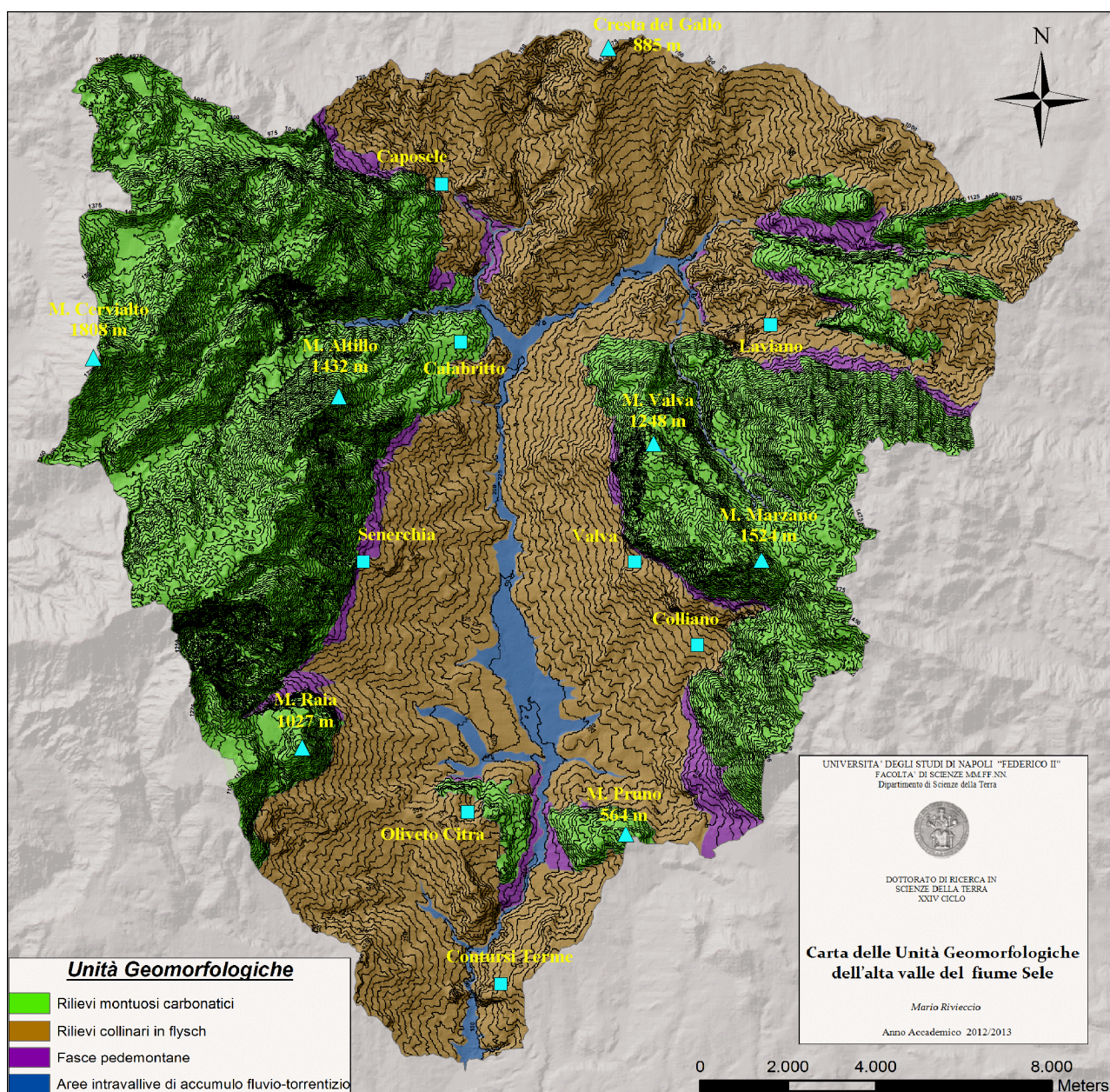
La presente Unità Geomorfologica interessa il settore vallivo più interno del bacino idrografico del fiume Sele ed alcuni segmenti attraversati dai suoi più importanti corsi d'acqua tributari, come il Temete e il rio Zagarone. Dal punto di vista geomorfologico si presentano come aree subpianeggianti (pendenze  $< 10^\circ$ ) caratterizzate da forme di accumulo sedimentario la cui genesi è da ascrivere ai dominanti processi di modellamento fluvio-torrentizio.



Nell'ambito della suddetta unità è stato possibile riconoscere diverse componenti paesaggistiche, tra le quali gli "alvei ordinari" e gli "alvei straordinari". Nella fattispecie, i primi corrispondono ai settori attivi interessati dal deflusso idrico di magra e di piena normale, mentre i secondi comprendono le aree potenzialmente inondabili a seguito di eventi di piena eccezionali.

*Figura 80 – Alveo ordinario del fiume Sele in località Quaglietta (comune di Calabritto).*





*Figura 81 – Carta delle Unità Geomorfologiche dell'alta valle del fiume Sele.*



## 6.2 Carta Geolitologica

L'approfondimento dei fattori agenti a favore dello sviluppo dei fenomeni franosi a cinematisma lento in alta valle Sele, ha previsto l'analisi di uno degli aspetti cardine riguardante la natura fisica del territorio, ovvero la condizione geolitologica dei terreni affioranti. Allo scopo di pervenire ad un elaborato sintetizzante le informazioni relative al suddetto aspetto, è stato deciso di impiegare come base per le operazioni di studio previste, la carta geologica d'Italia (progetto Carg) in scala 1/50000, di cui in particolare i fogli n. 450 (S. Angelo dei Lombardi) e n. 468 (Eboli).

Il materiale cartografico ottenuto in formato digitale, è stato successivamente inserito in ambiente GIS e quindi sottoposto ad opportuna georeferenziazione. Avendo già in precedenza circoscritto il bacino idrografico dell'alta valle del fiume Sele, si è provveduto ad analizzare i supporti cartografici a disposizione estrapolando le informazioni relative alle unità geologiche presenti nell'ambito territoriale oggetto di studio. Tali unità formazionali, descritte nel paragrafo 4.1 "inquadramento geologico", sono state successivamente raggruppate in diverse classi, considerando l'analogia litologica come criterio fondamentale, e costituendo così la base per la realizzazione della carta geolitologica. A seguito di questa operazione si è provveduto, inoltre, alla digitalizzazione di tutti gli elementi strutturali indicati nelle carte geologiche Carg (faglie dirette e inverse, sovrascorrimenti, ecc). La tabella sottostante (tab. 17) illustra il raggruppamento delle diverse formazioni eseguito per ognuna delle classi geolitologiche, esplicitando inoltre le caratteristiche peculiari di ciascun accorpamento. A ciò si aggiungono i valori relativi alle estensioni areali calcolati per ogni classe geolitologica, impiegati nelle successive fasi di studio dei fenomeni franosi.

Unità Geolitologiche	Descrizione	Estensione areale (km <sup>2</sup> )	Unità Geologiche Carg
<b>Deposito antropico (an)</b>	Terreni di riporto caotici costituiti da argille, sabbie e ghiaie	0,205	<i>Deposito antropico (h)</i>
<b>Deposito eterometrico a struttura caotica (fr)</b>	Accumuli gravitativi eterogenei ed eterometrici a struttura caotica costituiti da clasti litoidi in matrice argilloso-limosa	20,956	<i>Deposito di frana (a1a)</i>
			<i>Deposito di frana antica (a1b)</i>
<b>Deposito vulcanoclastico (dv)</b>	Pomici e ceneri incoerenti	0,11	<i>Deposito vulcanoclastico (l)</i>
<b>Ghiaie e brecce con sabbia (gh)</b>	Depositi clastici eterometrici di natura carbonatica, calcareo-marnosa e arenacea a matrice siltoso-sabbiosa e pelitica	34,283	<i>Deposito di versante (a)</i>
			<i>Detrito di falda (a3)</i>
<b>Ghiaie e ghiaie sabbiose (gs)</b>	Ghiaie e ghiaie sabbiose con ciottoli carbonatici con lenti sabbiose e limose, non cementate	17,937	<i>Deposito alluvionale (b)</i>
			<i>Deposito alluvionale terrazzato (bn1)</i>
<b>Sabbie, limi e argille (sp)</b>	Sabbie, limi, limi sabbiosi e argille con ciottoli di	14,897	<i>Prodotto eluviale (b6)</i>

	natura calcareo-marnosa e subordinata frazione piroclastica		<i>Deposito colluviale (b7)</i>
<b>Argille, limi e sabbie (ps)</b>	Argille, limi e sabbia con subordinata presenza di ciottoli calcarei in sottili alternanze e livelli torbosi	1,672	<i>Deposito palustre (e3)</i>
			<i>Sintema di Piano della Perella (PPE)</i>
			<i>Sintema di Piano del Gaudio (GAU)</i>
<b>Conglomerati e ghiaie (co)</b>	Conglomerati a medio - alto grado di cementazione e ghiaie in variabile rapporto, costituiti da elementi eterometrici di natura poligenica più o meno arrotondati e con presenza di matrice sabbiosa e siltosa da molto a poco abbondante	11,096	<i>Sintema di Dogana (DOG)</i>
			<i>Supersintema di Eboli (CE)</i>
			<i>Sintema di Iumaiano (SVD)</i>
			<i>Supersintema Battipaglia-Persano (Membro BPp)</i>
			<i>Sintema di S. Licandro (LCD)</i>
<b>Argille, siltiti e marne (AS)</b>	Argille ed argille siltose con subordinata presenza di marne, siltiti e rare sabbie	0,907	<i>Argille ed argille siltose di Saginara (SGH)</i>
			<i>Formazione di Castelvete (Membro CVT2)</i>
<b>Conglomerati ed arenarie (CG)</b>	Conglomerati poligenici con clasti eterometrici ed arenarie grossolane	31,691	<i>Conglomerati ed arenarie di Vallone Vonghia (VVO)</i>
			<i>Formazione di Castelvete (Membro CVT1)</i>
<b>Calcari clastici (CC)</b>	Calcari stratificati e massivi, a tessitura variabile, (calciruditi, calcareniti e calcilutiti), con subordinata presenza di livelli arenacei e marnosi	43,912	<i>Formazione di Monte Siero (SIE)</i>
			<i>Calcareniti di Laviano (LIA)</i>
			<i>Formazione di Monte S. Arcangelo (FMS)</i>
<b>Arenarie (AR)</b>	Arenarie da medio – grossolane da massive a straterellate, subordinatamente presenti interstrati sottili calcareo-clastici, siltitici e pelitici	1,324	<i>Unità di Pietra Boiara (UPB)</i>
			<i>Unità di Calabritto (CBT)</i>
			<i>Tufiti di Tusa (TUTb)</i>
<b>Calcari clastici, marne e argille (CM)</b>	Alternanze di calcareniti, calcilutiti, marne e argille	1,458	<i>Flysch rosso (FYR)</i>
<b>Argille, calcari e calcari marnosi (AM)</b>	Argille e argilliti con intercalazioni di calcari e calcari marnosi e diaspri in strati di spessore variabile	15,59	<i>Argille Varicolori Superiori (ALV)</i>
			<i>Argille Varicolori Inferiori (AVF)</i>
			<i>Olistostroma (Os)</i>
<b>Calcari (CA)</b>	Calcari e calcari	121,066	<i>Calcari bio-litoclastici con</i>

	dolomitici stratificati e massivi, a tessitura variabile, breccie carbonatiche		<i>rudiste (CBI)</i>
			<i>Calcari con requienie e gasteropodi (CRQ)</i>
			<i>Calcari e calcari dolomitici (CLU)</i>
			<i>Calcari con Cladocoropsis e Clypeina (CCM)</i>
			<i>Calcari a Palaeodasycladus (CPL)</i>
			<i>Calcari oolitici ed oncolitici (CDO)</i>
			<i>Calcareniti e calciruditi di Monte Eliso (SOE)</i>
			<i>Olistoliti (Ol)</i>
<b>Dolomie (DO)</b>	Dolomie massive e fratturate	18,701	<i>Dolomia superiore (DBS)</i>

*Tabella 17 – Accorpamenti delle unità formazionali sulla base delle caratteristiche litologiche.*



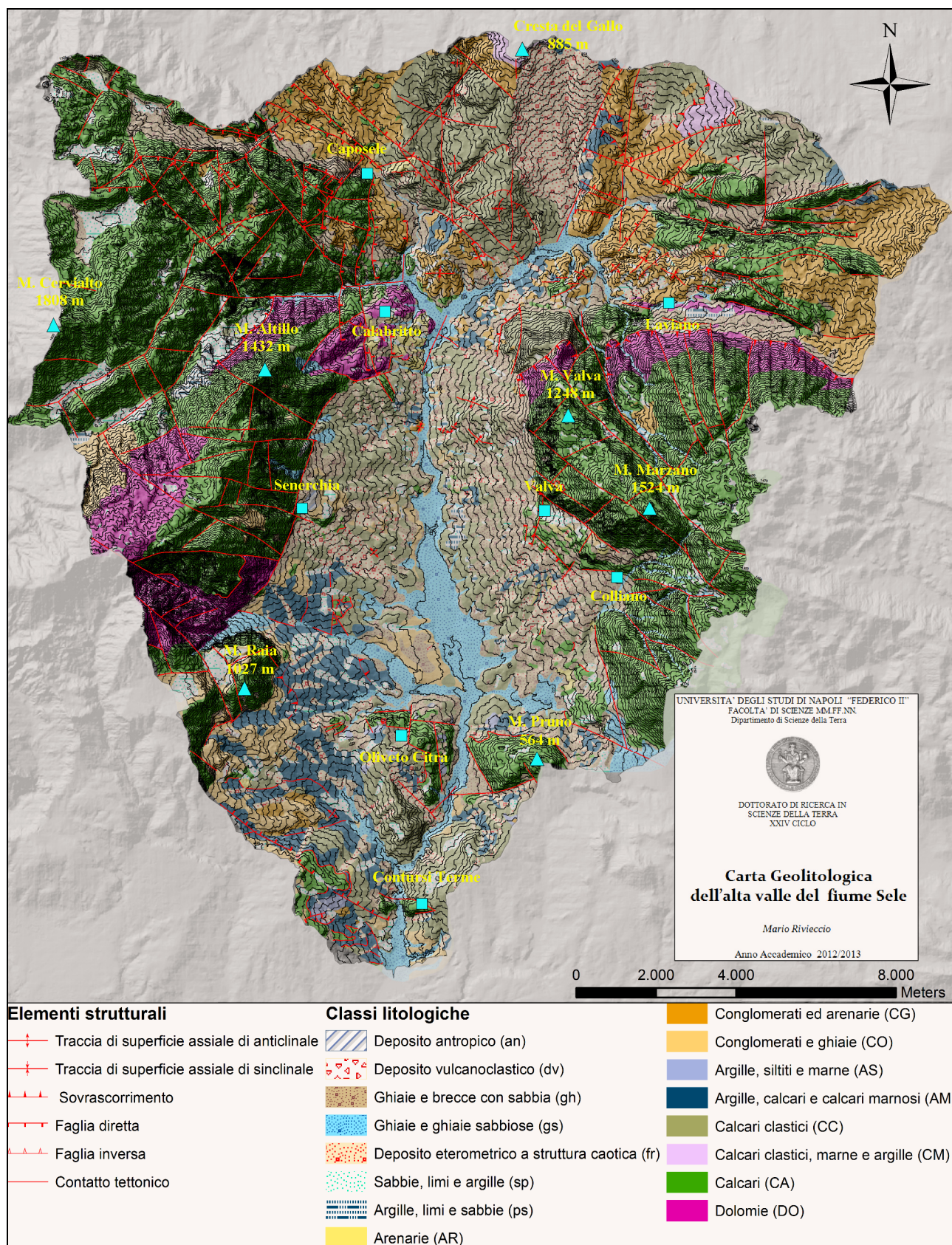
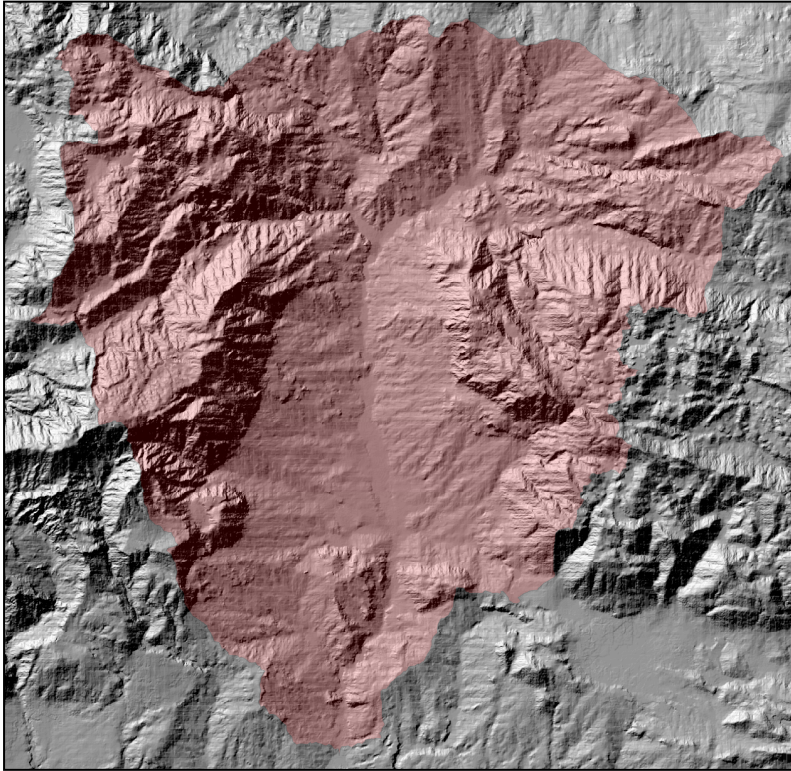


Figura 82 – Carta Geolitologica dell'alta valle del fiume Sele.



### 6.3 Carta delle pendenze

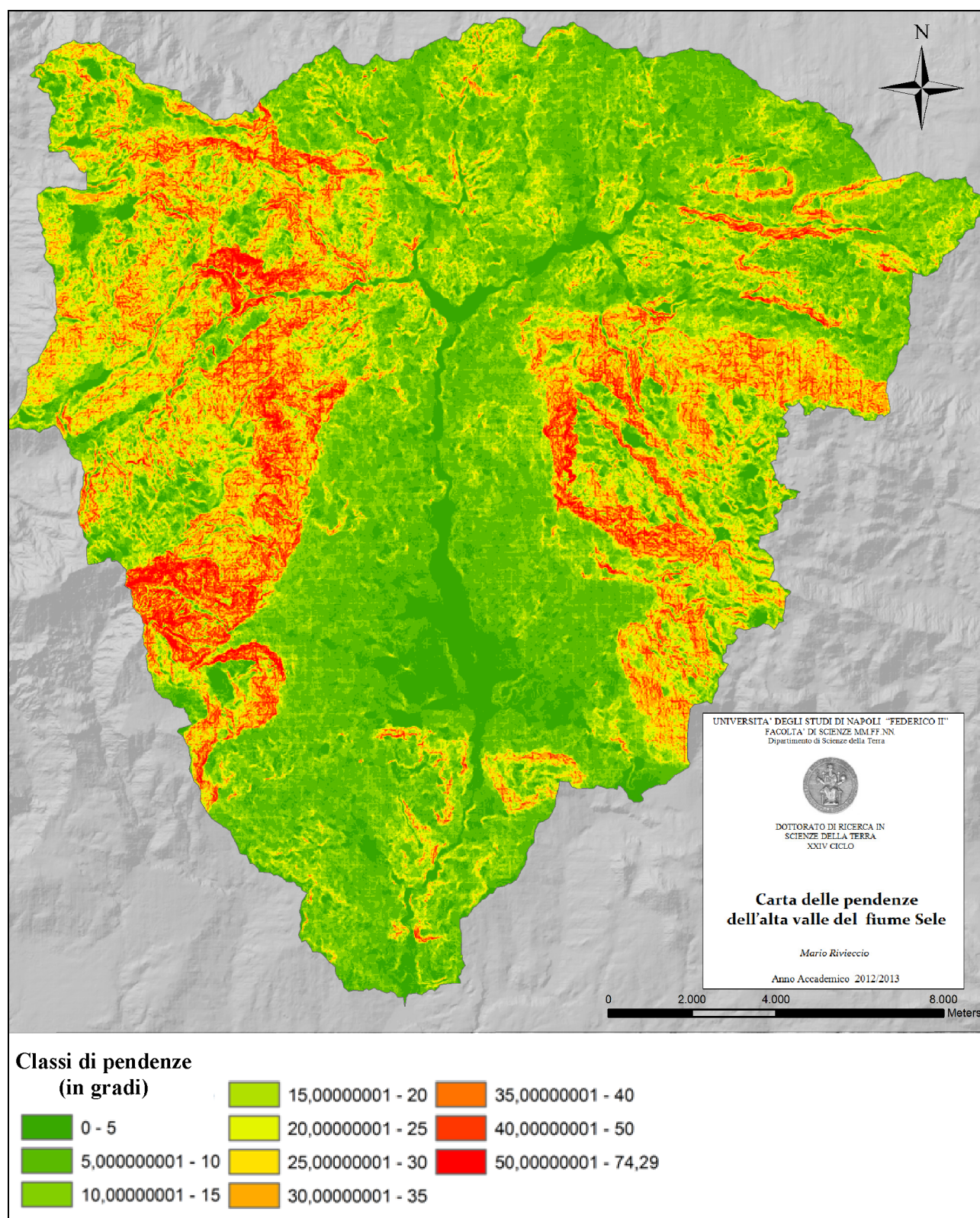
Grazie al DEM con celle a 20 m, reperito in fase di raccolta bibliografica, è stato possibile pervenire allo sviluppo di una carta delle pendenze, impiegata nell'ambito delle analisi alla scala di bacino. Tale elaborato costituisce un elemento chiave nello studio quantitativo dell'andamento



*Figura 83 – Modello digitale del terreno (DEM) dell'alta valle del fiume Sele, ottenuto in fase di raccolta bibliografica. Il poligono rosso delinea l'area del bacino idrografico.*

morfologico di un dato contesto territoriale, dal momento che l'acclività può essere considerata uno dei fattori più importanti incidenti sulla stabilità dei versanti. La realizzazione della suddetta carta è stata effettuata automaticamente, grazie all'ausilio del software ArcGis, fornito di un apposito modulo per il calcolo della pendenza, partendo da valori altimetrici e da una rappresentazione digitale della morfologia del territorio. In particolare, il comando "Slope", opzionabile tra le funzioni presenti in "Surface Analysis", ha consentito il calcolo della variazione massima di quota in base alla distanza tra ogni cella, pervenendo alla conoscenza del rapporto tra la distanza orizzontale e la variazione altimetrica. Ogni cella ottenuta nel raster, quindi, si presenta caratterizzata da un proprio valore di pendenza.

La fase successiva ha previsto la differenziazione dei valori di acclività in dieci classi. Dal momento che nel presente studio è stata rivolta particolare attenzione ai fenomeni franosi a cinematisimo lento, quindi, ai rilievi collinari in flysch occupanti il settore interno della valle, è stato deciso di differenziare con un intervallo di 5° le pendenze sino ai 40° di acclività. Una discriminazione ideata per le basse pendenze in modo da poter ben evidenziare le variazioni di acclività in un contesto geomorfologico "dolce" come quello dei versanti terrigeni. Per quanto riguarda invece le pendenze più elevate, con valori superiori ai 40°, sono state realizzare soltanto due classi (40-50 e 50-74). Ciò in virtù del fatto che questo tipo di acclività, è tipica dei paesaggi aspri dominati dai terreni carbonatici. Dal momento che gli obiettivi prefissati nel presente lavoro di tesi, esulano dall'approfondimento di questo genere di contesti morfologici, è stato ritenuto opportuno effettuare una differenziazione più ampia, come appena illustrato.



*Figura 84 – Carta delle pendenze dell'alta valle del fiume Sele elaborata mediante il DEM a 20 m.*



## **6.4 Carta delle densità di sorgenti**

Tra i principali aspetti trattati nel corso del presente lavoro di tesi, la presenza di emergenze d'acqua nel territorio, e la loro incidenza sull'insorgere dei fenomeni franosi, hanno costituito un argomento di particolare interesse verso cui far convergere le indagini.

Come si è potuto apprendere dalle precedenti conoscenze, l'area oggetto di studio si contraddistingue fondamentalmente per la presenza di due complessi geolitologici, ovvero, i depositi flyschoidi, sostanzialmente impermeabili, posti nel settore vallivo interno, e i terreni carbonatici, dotati di elevata permeabilità, situati lungo i margini laterali. Tale contesto, costituisce una condizione idrogeologica favorevole alla presenza di numerose polle sorgive, generate per effetto della tracimazione delle soglie impermeabili, situate in prossimità delle zone di contatto tra i complessi terrigeni e carbonatici.

Con lo scopo di approfondire la relazione esistente tra l'emergenza delle acque e la frequenza d'insorgere dei dissesti di versante, è stato ritenuto opportuno realizzare un elaborato di base da impiegare nelle successive fasi di confronto e di estrapolazione dei dati. Nel corso di questa prima parte della ricerca, svolta alla scala di bacino, sono state prese in considerazione le informazioni fornite dalle carte topografiche IGM in scala 1/25000 circa l'ubicazione delle sorgenti. I dati conseguiti attraverso la consultazione di tali supporti cartografici, sono stati successivamente informatizzati e aggiunti al progetto GIS, insieme agli altri livelli tematici. Al termine di questa operazione sono state cartografate ben 132



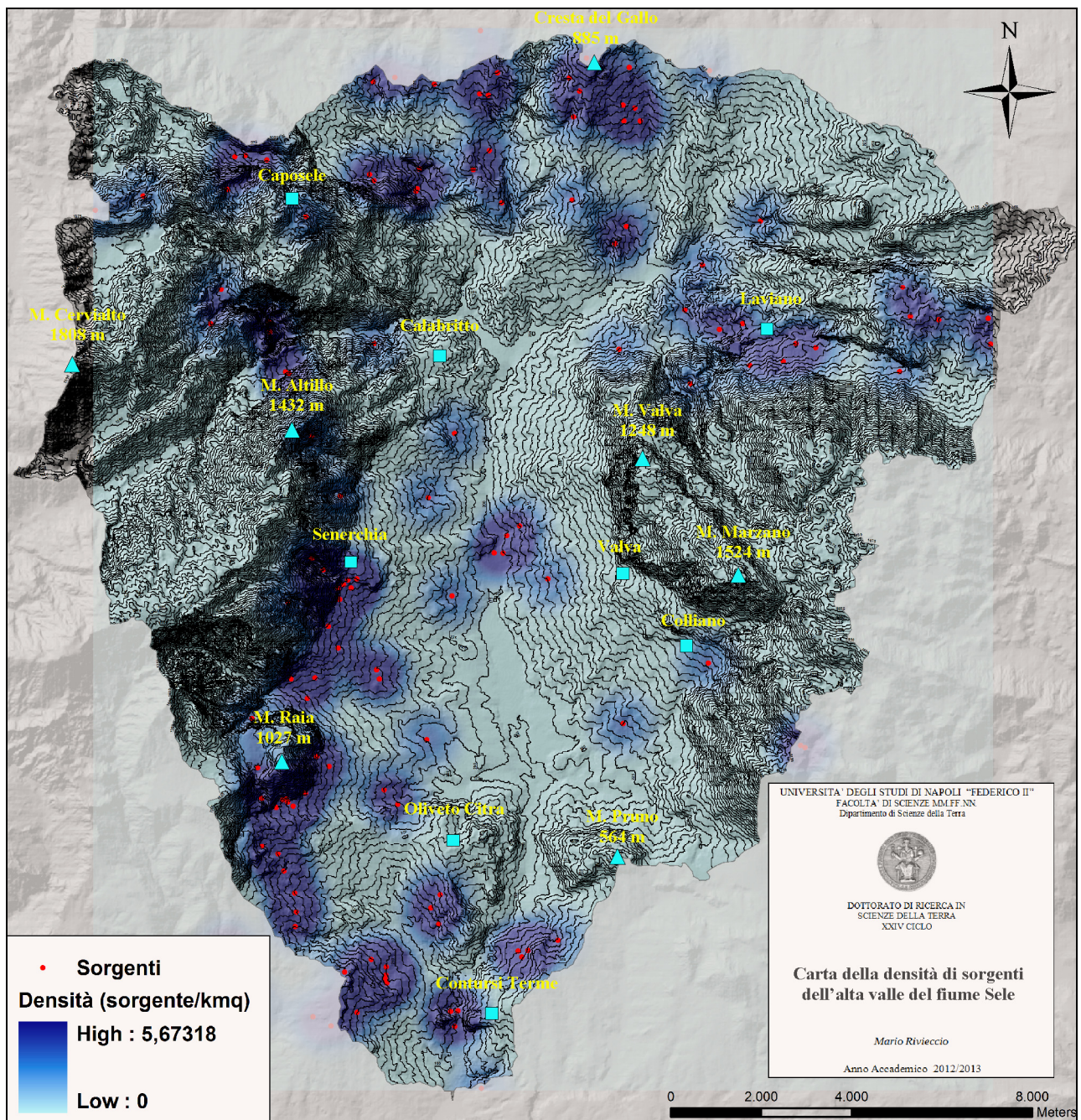
*Figura 85 – Le acque del Sele affioranti lungo una parete rocciosa calcarea, situata nel comune di Caposele (AV)*

sorgenti presenti in tutta l'alta valle del fiume Sele. Tuttavia, la loro distribuzione non è risultata uniforme nel contesto territoriale esaminato, ciò in virtù delle locali condizioni idrogeologiche favorevoli o meno all'emergenza delle acque sotterranee. In tal caso, è stato ritenuto opportuno approfondire il quadro delle conoscenze relativo alla densità delle sorgenti all'interno del bacino, pervenendo alla valutazione di tale parametro e alla relativa rappresentazione in ambito cartografico. Per tale scopo, il calcolo della densità è stato eseguito automaticamente in ambiente GIS, mediante la funzione "Kernel Density". Questo tipo di analisi spaziale consente l'identificazione delle aree a maggior concentrazione di elementi mediante tecniche di interpolazione che si basano sulla posizione spaziale dei punti e sulla reciproca distanza tra essi. Più precisamente, questo modulo calcola la densità in ogni punto della carta, misurando il numero di elementi che sono inclusi entro

un raggio stabilito, (nel caso specifico è stato considerato di 1.000 metri), attraverso una funzione quadratica di Kernel.

Una volta terminata l'elaborazione della carta è stato possibile osservare la distribuzione delle sorgenti e le aree maggiormente influenzate dalla loro presenza. Nello specifico, è stato constatato che i punti caratterizzati da un maggior numero di emergenze si distribuiscono prevalentemente lungo la linea di contatto tra i calcari dei M. Picentini e i terreni flyschoidi del settore interno, nella zona intermedia tra il paese di Senerchia e la base di M. Raia. Elevati valori di densità sono stati registrati anche in località Buoninventre e lungo le pareti calcaree di M. Paflagone, nel comune di Caposele. Inoltre, numerose polle sorgive di carattere termale, sono state riscontrate nel territorio di Contursi. In accordo con le informazioni derivate dalle precedenti conoscenze, il settore orientale della valle, dominato dal complesso carbonatico di M. Ognà - M. Marzano, presenta uno scarso numero di emergenze, più concentrate invece lungo il margine nord del medesimo gruppo montuoso, nella zona del comune di Laviano.





*Figura 86 – Carta della densità di sorgenti dell'alta valle del fiume Sele.*

## *Capitolo 7*

### *Elaborazioni alla scala di versante (1/5000)*

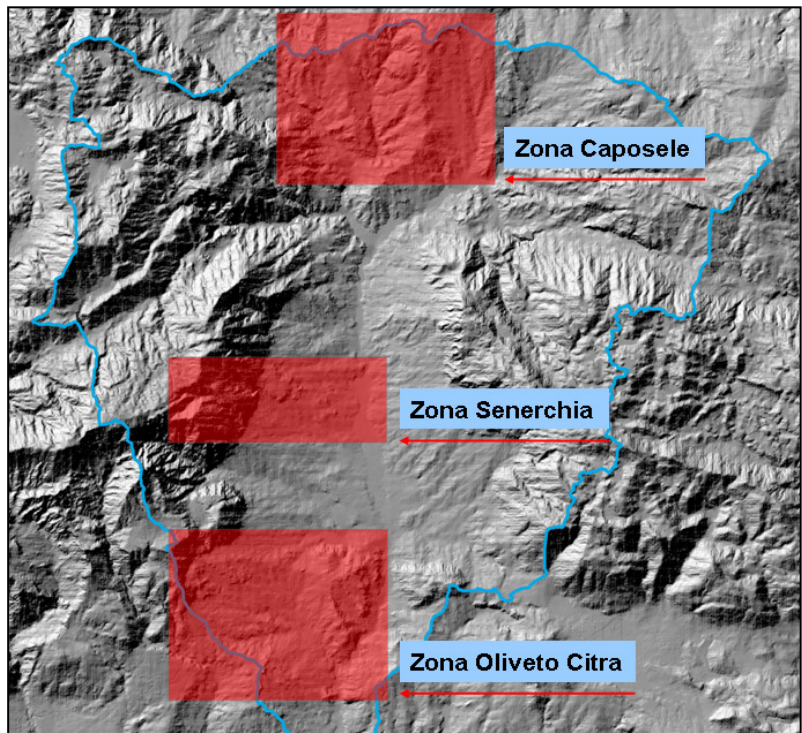


## 7.1 Aspetti introduttivi

Al fine di approfondire aspetti trattati marginalmente in precedenza, e di pervenire al conseguimento di nuovi dati di dettaglio riguardanti i principali fattori incidenti sullo sviluppo delle frane a cinematismo lento, in particolare di quelle sismoindotte, si è passati ad un successivo livello di analisi condotto alla scala di versante su base cartografica 1/5000.

Dato il maggior grado di approfondimento che ha caratterizzato questa nuova fase di studio, e considerando la vastità del territorio preso in esame, le indagini sono state dirette verso alcune aree più rappresentative. Gli studi precedentemente condotti hanno permesso di delineare un primo quadro delle conoscenze sulla conformazione geologica e geomorfologica del territorio, e sulle principali dinamiche morfoevolutive agenti. Proprio la rappresentatività di questi aspetti, congiunta all'elevata frequenza dei fenomeni franosi e alla presenza di alcuni importanti dissesti sismoindotti, come il caso della frana di Serra dell'Acquara e di Buoninventre, hanno portato a considerare tre zone, idonee per lo svolgimento delle indagini alla scala di versante. Queste tre aree campioni comprendono gran parte dei territori comunali di Caposele, Senerchia e Oliveto Citra.

L'approfondimento dei fattori geologici e geomorfologici incidenti nello sviluppo della franosità in generale ha trovato un valido campo di studio nelle tre aree precedentemente menzionate, tuttavia, dal momento che grande attenzione è stata rivolta soprattutto alle frane innescatesi a seguito di terremoti, la comprensione di questi fenomeni e dei loro contesti evolutivi, ha necessitato di espandere le analisi di dettaglio al di fuori delle tre aree selezionate. Pertanto, indagini dettagliate, svolte alla scala di 1/5000, sono state rivolte anche ai singoli fenomeni sismoindotti situati in tutto il bacino dell'alta valle del Sele.



*Figura 87 – L'immagine sovrastante evidenzia le tre aree verso cui sono state rivolte le indagini di dettaglio alla scala 1/5000, ove vi è stato approfondimento dei fattori agenti a favore dello sviluppo delle frane a cinematismo lento.*

## 7.2 Carta geomorfologica

Il primo aspetto trattato nel corso di questa fase di studio alla scala 1/5000, è stato l'approfondimento del quadro geomorfologico relativo alle tre aree campioni. Nel corso della presente analisi, l'attenzione è stata incentrata sul riconoscimento dettagliato delle singole forme, dapprima attraverso analisi di laboratorio dei supporti topografici e fotogrammetrici, e in un secondo tempo mediante osservazioni di campagna, pervenendo ad una loro caratterizzazione in base ai processi morfogenetici e agli stati di attività. Al termine di questa fase sono state riconosciute, fondamentalmente, tre tipologie di forme: fluviali, strutturali e di genesi complessa. La trattazione dei movimenti di versante a cinematismo lento è stata effettuata parzialmente, con il solo delineamento delle aree in frana, dal momento che tali elementi costituiscono l'argomento cardine del presente lavoro di tesi e la differenziazione su base cinematica è stata ampiamente eseguita nell'ambito del censimento dei fenomeni franosi (capitolo 5). Di seguito vengono illustrati, per ciascuna forma, i principali elementi descrittivi.

Per ciò che concerne le morfologie associate alle “*dinamiche fluviali*”, sono stati riconosciuti i seguenti elementi:

- ***Alveo ordinario***, costituisce il solco entro il quale è confinato il deflusso idrico relativo al regime ordinario delle portate. Esso si presenta delimitato ai lati da due scarpate quasi verticali e ben evidenti, che lo collegano ad una superficie rilevata soggetta ad inondazioni in occasione di piene straordinarie.
- ***Corsi d'acqua con sponda in erosione laterale***, rappresentano tratti fluviali, il più delle volte curvilinei, in cui l'energia idrica si concentra lateralmente generando un maggior grado di erosione per una delle due sponde. Le evidenze morfologiche sono rappresentate dal diverso andamento topografico che contraddistingue i due lati del corso d'acqua. Da una parte morfologie caratterizzate da basse pendenze e da accumuli detritici fini, dall'altra parte, valori di acclività elevati con scarpate spesso soggette a crolli e ribaltamenti, a testimonianza dell'elevato tasso di erosione locale.
- ***Alvei in approfondimento***, sono così riconosciuti i solchi vallivi scavati da deflussi idrici a regime torrentizio, caratterizzati da pendenze medio-alte e da un elevato grado di erosione in atto, generalmente facilitato dalla natura poco resistente dei terreni, per lo più costituiti da materiale silico-clastico.
- ***Scarpate di erosione fluviale***, vengono definite in tal modo le superfici ad alta pendenza generatesi per l'effetto erosivo dei corsi d'acqua. Sono forme ben distribuite in prossimità dei tracciati fluviali e il più delle volte costituiscono i limiti tra un ordine di terrazzo ed un altro.
- ***Terrazzi fluviali***, sono identificabili come aree planari caratterizzate da deboli pendenze, generalmente inferiori ai 10°, interrotte da scarpate che ne delimitano i margini interni ed esterni.
- ***Conoidi alluvionali***, vengono così riconosciuti corpi geologici di accumulo clastico che si sono depositati allo sbocco delle valli intramontane. Nell'ambito dello studio eseguito in alta valle Sele, sono state riscontrate sia forme quiescenti, contraddistinte da evidenze morfologiche di recenti riattivazioni, che forme inattive. Quest'ultime si presentano come morfologie relitte altamente incise per opera dell'erosione fluviale, con vie di drenaggio tanto incassate da non poter dar vita a fenomeni di alluvionamento delle aree circostanti.
- ***Superfici con forme di dilavamento prevalentemente concentrato***, vengono definite in tal modo aree dissestate, più o meno ampie, caratterizzate da un elevato numero di solchi associati al dilavamento concentrato operato dal deflusso superficiale delle acque



meteoriche. Costituiscono zone instabili dominate da processi erosionali, dove l'asportazione dei materiali viene facilitata dalla natura poco coerente dei depositi superficiali.

L'analisi geomorfologica ha permesso, inoltre, di constatare la presenza di numerose forme generatesi per effetto del controllo tettonico e strutturale sul paesaggio. In particolare, sono state riconosciute le seguenti morfologie:

- ***Versanti di faglia***, sono rappresentati da ampie pareti caratterizzate da una marcata rettilinearità e da pendenze elevate. Tali forme si generano in conseguenza della dislocazione di blocchi composti dalla stessa natura litologica da parte di una o più faglie.
- ***Versanti di linea di faglia***, analogamente ai versanti di faglia, tali forme sono rappresentate da superfici subverticali dotate di elevata acclività. Tuttavia, in questo caso la loro genesi è da ascrivere all'erosione differenziale sui due lati della faglia, dove sono presenti terreni a forte contrasto litologico.
- ***Faccetta di scarpata tettonica***, costituiscono alcune delle principali forme associate alla presenza di faglie. Tali elementi morfologici si presentano generalmente triangolari o trapezoidali, e sono facilmente riscontrabili alla base dei versanti esposti per effetto di sollevamenti tettonici o per erosione differenziale lungo linee di faglia. In genere si costituiscono quando corsi d'acqua trasversali al versante, suddividono la scarpata in più tronconi, i quali assumono dapprima una forma trapezoidale e successivamente, con l'evoluzione dei corsi d'acqua, una morfologia triangolare.
- ***Corsi d'acqua susseguenti***, vengono così definiti tratti del reticolo idrografico fortemente influenzati dalla tettonica. Nelle tre aree campioni sono stati individuati frequenti corsi d'acqua impostati su faglie, caratterizzati da un andamento prevalentemente rettilineo.

A completamento dell'analisi geomorfologica, sono stati riconosciuti anche elementi del paesaggio appartenenti alla categoria delle forme di genesi complessa, quali:

- ***Relitti di superfici e ripiani di spianamento***, costituiscono forme pianeggianti o subpianeggianti, localizzate sui fianchi o sulla sommità dei rilievi. La loro genesi può essere ascritta all'azione combinata del sollevamento tettonico con lo spianamento superficiale avvenuto ad opera degli agenti erosionali esogeni.

### **7.2.1 Carta geomorfologica della zona di Caposele**

Situata in prossimità dello spartiacque con l'adiacente valle del fiume Ofanto, la zona di Caposele, sottoposta ad analisi, si estende approssimativamente per circa 39,15 km<sup>2</sup>, presentando un territorio morfologicamente blando, quasi esclusivamente dominato dai rilievi collinari in flysch, delimitanti il margine settentrionale dell'alta valle del fiume Sele. Dal punto di vista altimetrico, la zona presenta valori di quota che vanno da un minimo di 275 m s.l.m., ad un massimo di 1010 m s.l.m. localizzato a sud-ovest, presso il rilievo carbonatico di M. Vallicelle. La maggior parte del territorio si presenta caratterizzato da versanti con profili concavo-convessi a testimonianza di una forte componente gravitativa agente a favore del modellamento del paesaggio. Sulla sommità di alcuni rilievi, inoltre, è stata riscontrata la presenza di numerose superfici relitte. In particolare, ripiani con basse pendenze sono stati riscontrati lungo la linea di spartiacque del bacino, in località Cresta del Gallo, Serro di S. Nicola e Serro del Castello. Ben più nota è la superficie relitta situata sulla sommità della collina di Materdomini, dove si colloca l'omonima frazione del comune di Caposele. Territorialmente adiacenti a quest'ultima, si riscontrano spianamenti relitti anche in località Pianelle e Piani Grandi. A conclusione della disamina sulla distribuzione delle antiche superfici di spianamento, c'è da menzionare un caso presente a mezza costa lungo il versante di M. Vallicelle, e in località Piano Massenzio, sulla sommità del rilievo noto per la vasta frana sismoindotta di Buoninventre.

L'analisi geomorfologica della zona di Caposele, ha evidenziato uno scarso numero di elementi del paesaggio legati alla tettonica e alla struttura. Ciò dovuto al quadro geologico dominante contraddistinto da complessi silicoclastici facilmente erodibili, che hanno contribuito a rendere il territorio poco conservativo per quanto riguarda la suddetta tipologia di forme. Un caso di versante di faglia è stato registrato lungo il settore orientale della collina di Materdomini, alla cui base inoltre, è stato riconosciuto un tratto fluviale susseguente, a conferma della presenza della discontinuità tettonica in questa zona. Riguardo le forme associate alle dinamiche fluviali, il corso d'acqua principale del fiume Sele nasce alla base di Monte Paflagone, situato nel settore nord occidentale del quadrilatero sottoposto ad analisi, e si arricchisce in portata man mano che lungo il tracciato si raccorda con i vari tributari provenienti dai rilievi limitrofi. Nel complesso, il reticolo idrografico si presenta caratterizzato da un elevato numero di alvei in approfondimento, a testimonianza di una marcata fase erosiva dei corsi d'acqua, facilitata dalla scarsa resistenza dei terreni componenti il substrato. In alcuni casi, inoltre, sono stati registrati forti scalzamenti laterali come nel settore a valle di Serro di S. Nicola, nelle località Bairano, S. Giovanni e Acqua delle Breccie. Proprio in quest'ultima zona, l'erosione laterale ha contribuito alla formazione di un'ampia scarpata fluviale, superiore a 20 m. Frequenti strutture a "diapason" componenti il reticolo idrografico, attribuite alla mobilitazione di masse lungo i versanti, hanno concorso al riconoscimento dei fenomeni franosi approfonditi nel corso del presente studio. A conclusione della disamina sulle forme fluviali, un piccolo conoide alluvionale è stato individuato alla base della collina di Materdomini, nel settore meridionale dell'area di studio.

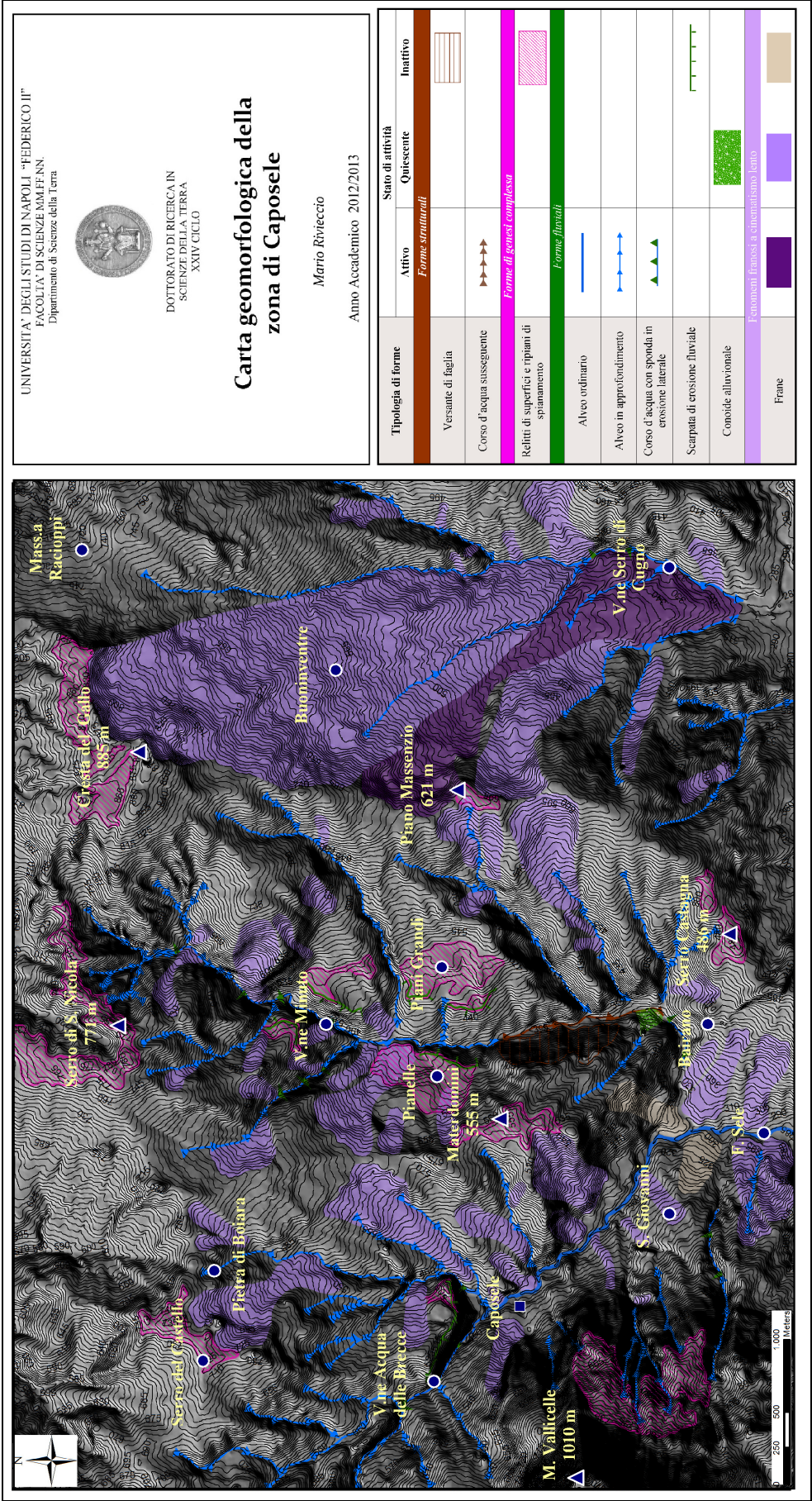


Figura 88 – Carta geomorfologica della zona di Caposele.

### **7.2.2 Carta geomorfologica della zona di Senerchia**

Il contesto territoriale esaminato si estende per circa 19,60 km<sup>2</sup>, e comprende un duplice paesaggio rappresentato in piccola parte dagli alti rilievi carbonatici dei M. Picentini, e in maggioranza dal versante flyschoidale posto a contatto, dove si colloca il piccolo paese di Senerchia, notoriamente conosciuto per la vasta frana sviluppata in località Serra dell'Acquara a seguito del terremoto irpino del novembre 1980. La zona occidentale, dominata da versanti calcareo-dolomitici, presenta pareti molto acclivi, emerse in parte a seguito dei sollevamenti tettonici tardo-quadernari e in parte a seguito dell'esumazione avvenuta per mezzo di intensi processi erosivi che hanno interessato i terreni flyschoidi. Tali versanti, si presentano dissecati da un elevato numero di corsi d'acqua, caratterizzati da valli molto strette dalla tipica forma a V. Nelle zone interposte tra lo sbocco di ciascun corso d'acqua, i tratti di versante mostrano una foggia triangolare e trapezoidale, e ciò ha portato al riconoscimento di tali forme, come faccette di scarpata tettonica. Per ciò che concerne la restante parte sottoposta all'analisi geomorfologica, occupata in gran parte dal versante in flysch del comune di Senerchia e dal settore vallivo interessato dal deflusso idrico principale del fiume Sele, è stata constatata la presenza di numerose forme che hanno portato a ritenere la zona dominata da processi fluviali, ed in particolare da estesi fenomeni di erosione areale. A tale riguardo, sono state cartografate, tra la zona di Serra dell'acquara e Rarete, alcune aree contrassegnate da fitti solchi di erosione generati per effetto di intensi deflussi idrici superficiali, identificate come superfici con forme di dilavamento prevalentemente concentrato. A tal riguardo, inoltre, è stato constatato l'interposizione e, talora, la sovrapposizione delle suddette forme con gli areali dei fenomeni franosi. L'intensa attività erosiva dell'area di studio è dimostrata anche dai numerosi corsi d'acqua a regime torrentizio che solcano il versante, come nel caso del torrente la Piceglia e Celentano. Restando nel tema inerente le forme fluviali, nel settore vallivo più basso comprendente il corso d'acqua principale del fiume Sele, sono state riscontrate diverse superfici terrazzate generatesi per effetto della deposizione di sedimenti alluvionali. In particolare, è stato possibile riconoscere tre ordini di terrazzi, partendo dal terzo, cronologicamente più recente e territorialmente più esteso, situato tra le quote 170 e 175 m s.l.m. Il secondo ordine di terrazzo, è rappresentato da piccoli lembi situati in entrambi i lati del tracciato fluviale presso le località Zaperone e la Torre, tra le quote 180 e 185 m s.l.m. Il primo ordine è stato riscontrato estesamente soltanto in destra idrografica, tra le quote 200 e 195 m s.l.m. Nelle zone intermedie tra le forme terrazzate, sono state osservate diverse scarpate fluviali costitutesi durante le fasi di incisione del corso d'acqua, avvenute tra un periodo deposizionale ed un altro.

A conclusione dell'analisi geomorfologica rivolta alla zona di Senerchia, sono stati riconosciuti alcuni elementi del paesaggio appartenenti alla categoria delle forme di genesi complessa. Tra questi vi sono alcuni relitti di superfici in località Serra Rota, Piano della Perella e poco ad ovest del paese di Senerchia.



158

### **7.2.3 Carta geomorfologica della zona di Oliveto Citra**

Analogamente alla zona di Caposele, è stato preso in considerazione un territorio di circa 39,15 km<sup>2</sup> per lo svolgimento delle indagini geomorfologiche dell'area di Oliveto Citra. Il contesto paesaggistico si presenta dominato dalle dolci morfologie dei rilievi collinari in flysch, con piccole eccezioni nella zona nord-occidentale, dove è possibile scorgere una parte dei rilievi calcarei rappresentati da Montenero e Monte Raia, e nei pressi dell'abitato di Oliveto Citra, dove si rileva l'emersione di esigui blocchi carbonatici isolati. In concomitanza dei rilievi appena accennati, è possibile osservare le uniche forme strutturali riscontrate in zona, ovvero versanti di linea di faglia, di cui il più esteso si rileva proprio nel settore di nord-ovest, presso i monti Picentini. Corsi d'acqua in approfondimento sono rappresentati principalmente dal vallone Vonghia e dai piccoli tributari che solcano i versanti confinanti lateralmente il tracciato principale del fiume Sele. Riguardo a quest'ultimo, sono stati osservati due ordini di terrazzi fluviali. Il secondo, più recente, è riscontrabile estesamente in prossimità del tracciato principale del Sele, mentre il primo si rinviene in piccoli lembi localizzati, compresi tra i 140 e i 150 metri s.l.m. Anche in questo caso le forme terrazzate risultano bordate da scarpate fluviali più o meno ampie. Altre forme associate alla deposizione di sedimenti alluvionali, sono rappresentate da piccoli conoidi, di cui uno quiescente situato in prossimità dell'abitato di Contursi, ed uno disseccato relitto localizzato nel settore di sud-ovest, in località S. Spirito. Gran parte del corso d'acqua del fiume Sele, ricadente in quest'area, presenta una morfologia meandriforme. Ciò ha portato al riconoscimento di versanti curvilinei in piana, interessati da marcate erosioni spondali causanti incrementi di pendenza e locali forme gravitative di dissesto. La disamina delle forme associate alle dinamiche fluviali, termina con la menzione delle estese aree caratterizzate da dissesti superficiali riconosciute nelle località valle Cupa, Gortana e Lauri, cartografate come superfici con forme di dilavamento prevalentemente concentrato. Analogamente a quanto osservato nella zona di Senerchia, tali forme si sovrappongono, ed interpongono, in modo frequente agli areali dei fenomeni franosi.

L'analisi geomorfologica ha portato, infine, al riconoscimento di numerose superfici relitte, localizzate prevalentemente alla base di Montenero e in concomitanza delle linee di spartiacque, delimitanti i piccoli bacini idrografici dei principali tributari del fiume Sele. In particolare, le forme più estese sono state individuate presso Piano del Cornale, Piano dell'Ausano e in località S. Maria di Loreto.



160

## **7.3 Carta geolitologica**

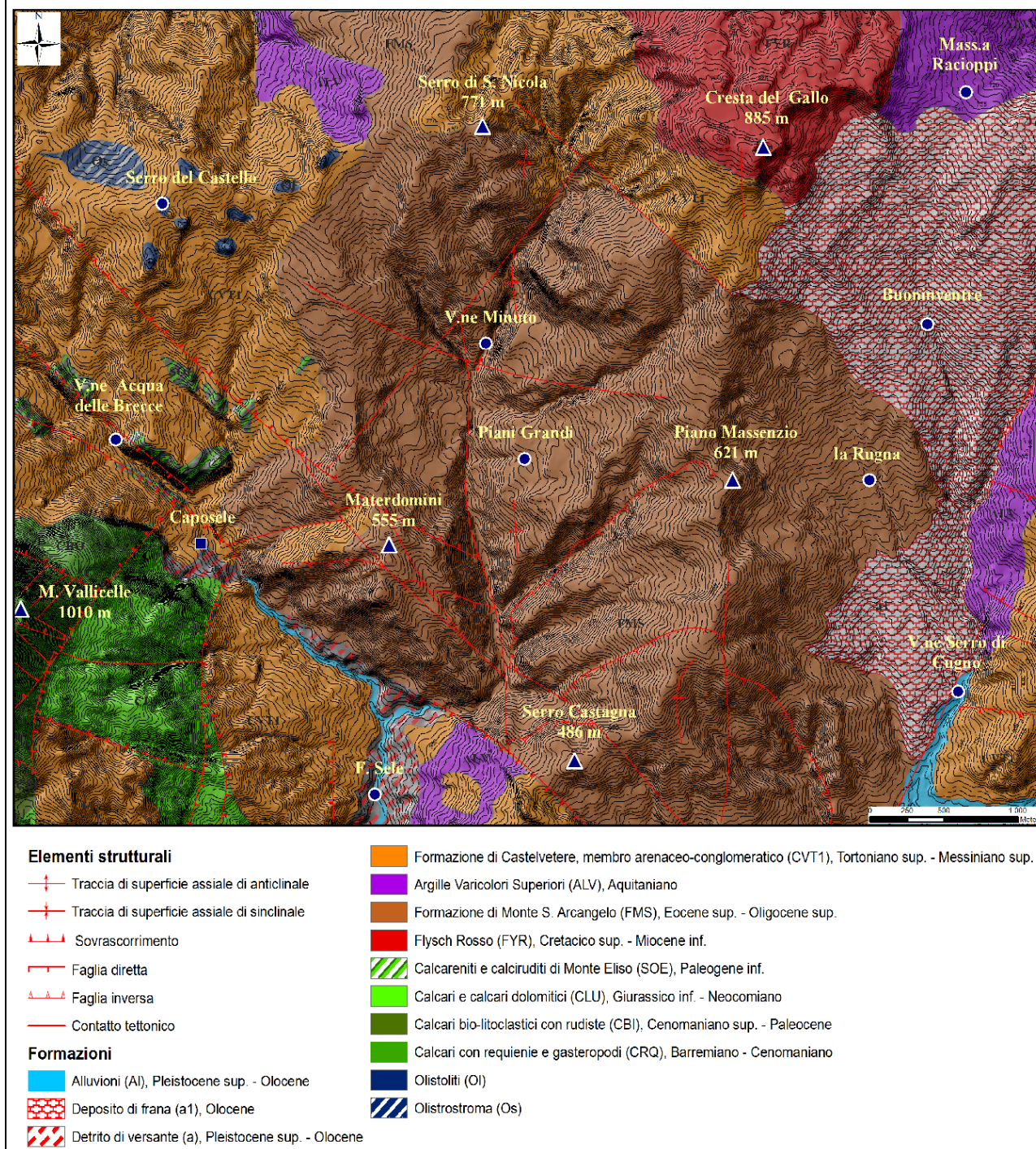
### **7.3.1 Rielaborazione della carta geologica di base per le tre aree di studio**

La precedente fase di studio alla scala di bacino, ha portato al conseguimento di una carta geolitologica realizzata attraverso l'accorpamento delle unità formazionali indicate dai fogli geologici n. 450 (S. Angelo dei Lombardi) e n. 468 (Eboli), contraddistinte fondamentalmente da analoghe caratteristiche litologiche. L'elaborazione così ottenuta nel corso di questo primo livello di analisi, ha permesso di esaminare in modo globale l'intero bacino dell'alta valle del Sele, pervenendo ad una serie di informazioni inerenti la natura fisica dei terreni affioranti. Tuttavia, al termine di queste operazioni, è stato ritenuto opportuno perfezionare tale elaborazione quantomeno per le tre aree campioni. In primis, perché è stato osservato che le unità geolitologiche ideate nel livello di analisi alla scala 1/25000, presentavano una differenziazione litologica molto ampia, che ricalcava in parte il contesto illustrato dalle unità geologiche Carg. Ciò, in conseguenza del fatto che gli accorpamenti sono stati effettuati con l'intento di unificare i vari complessi dal punto di vista litologico, cercando altresì di conservare le informazioni geologiche di base. In secondo luogo, perché è stata constatata nell'elaborato al 25000 un'ampia distribuzione dei terreni di copertura tardo-quadernari, che in molti casi ha occluso la conoscenza delle unità di substrato effettivamente coinvolte nello sviluppo dei fenomeni franosi analizzati. In virtù di ciò, le operazioni di studio che hanno caratterizzato questa parte del lavoro alla scala 1/5000, sono state indirizzate al conseguimento dei dati utili per una rielaborazione della cartografia geologica di base, da impiegare per la successiva realizzazione della carta geolitologica di dettaglio. Quindi, a valle di una fase di studio a tavolino, nella quale sono state formulate preventive ipotesi sull'andamento spaziale dei vari complessi geologici di substrato nelle tre aree di studio di Caposele, Senerchia e Oliveto Citra, sono state effettuate indagini dirette di campo che hanno permesso di pervenire alla costruzione di una carta geolitologica per le tre aree campione.

Le indagini eseguite nell'area di Caposele hanno permesso di definire in parte, il quadro geologico del substrato celato dall'enorme accumulo franoso indicato nell'area di Buoniventre. Alcuni affioramenti riscontrati in località la Rugna, lungo il versante interessato dal movimento sismoindotto del novembre 1980, hanno consentito di espandere localmente il limite relativo alla formazione di Monte S. Arcangelo (FMS), in buona parte coinvolta dal suddetto fenomeno franoso. Resta tuttavia l'incognita relativa alla conoscenza dei terreni presenti nel sottosuolo del settore di nord-est, poco più a valle di Cresta del Gallo, dove si presume vi sia il contatto tra i terreni dell'Unità del "Flysch Rosso", delle "Argille Varicolori Superiori" e della "Formazione di Monte S. Arcangelo (FMS)". Nel complesso, la zona sottoposta ad analisi, fatta eccezione per l'area di Buoniventre, non ha presentato particolari difficoltà nella definizione dei terreni di substrato.



**Carta geologica della zona di Caposele alla scala 1/5000**

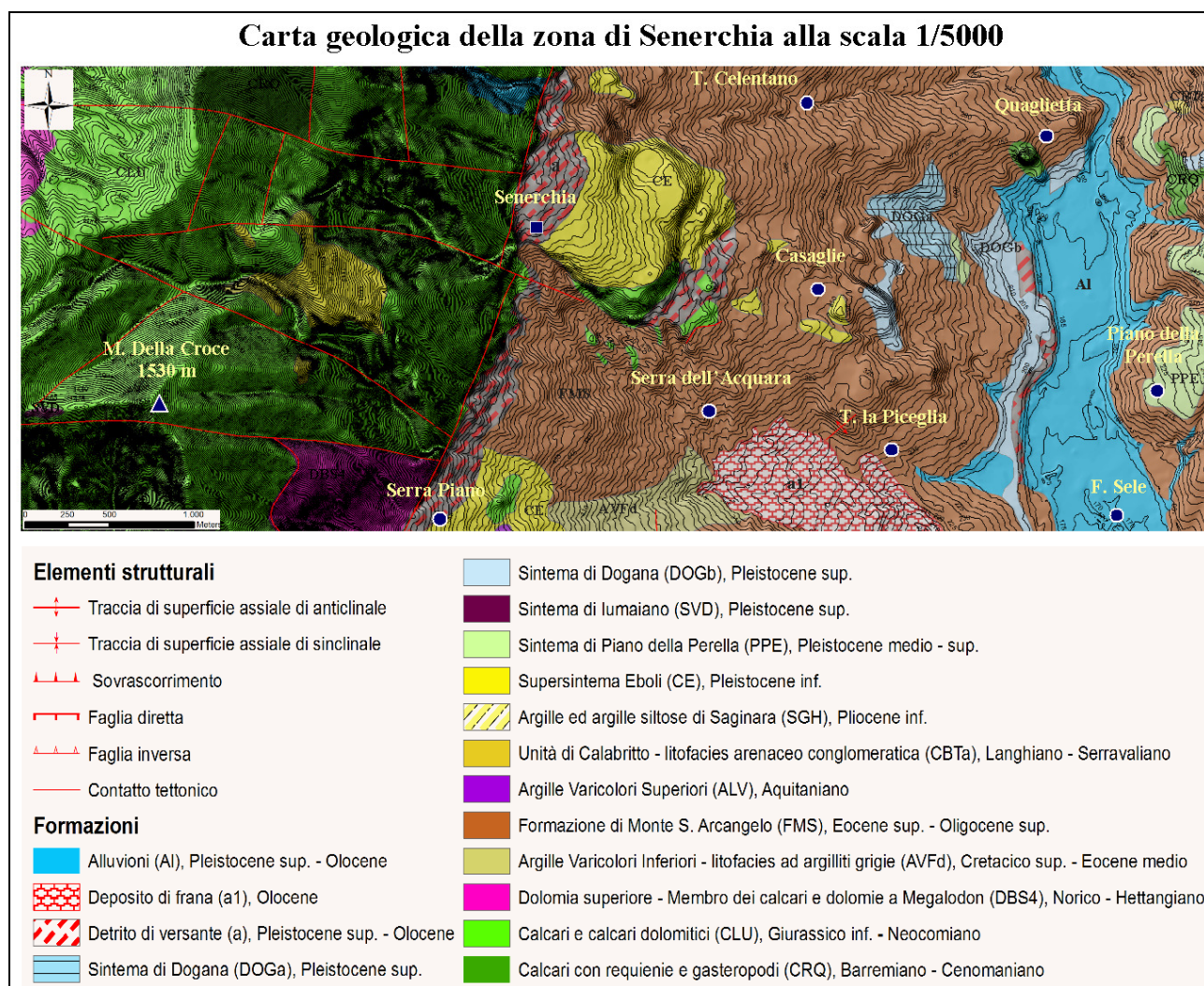


*Figura 91 – Carta geologica della zona di Caposele rielaborata alla scala 1/5000.*

Le osservazioni svolte nella zona di Senerchia sono state indirizzate esclusivamente all'area interessata dal versante terrigeno che da monte, a partire dal contatto con i rilievi carbonatici, si estende sino al fondovalle. Tali analisi hanno consentito di definire la distribuzione dei terreni di substrato nella zona investigata, evidenziando un contesto dominato essenzialmente dai depositi bacinali appartenenti all' "Unità di Monte S. Arcangelo (FMS)". Investigazioni di maggior dettaglio



hanno interessato l'area occupata dalla famosa frana sismoindotta del 1980 in località Serra dell'Acquara, in primis per poter conseguire le dovute informazioni sulla natura del substrato locale, velato nella cartografia geologica di base da cumuli detritici collocati sino alla zona di nicchia, in secondo luogo per poter pervenire all'acquisizione dei dati morfologici da impiegare nelle successive fasi di studio. Inoltre, osservazioni rivolte al contesto territoriale limitrofo al paese di Senerchia, hanno permesso di definire con maggior precisione l'estensione della placca conglomeratica (CE) su cui si fonda lo stesso abitato.



*Figura 92 – Carta geologica della zona di Senerchia rielaborata alla scala 1/5000.*

Per ciò che concerne il territorio di Oliveto Citra, le indagini hanno evidenziato un contesto geologico ancora caratterizzato in parte dalla presenza dei terreni riferibili alla formazione di “Monte S. Arcangelo (FMS)” nella zona orientale, mentre, la restante area si presenta dominata dai vari membri appartenenti alla formazione delle “Argille Varicolori Inferiori (AVF)”, localmente sottoposti a più recenti depositi del “Supersintema di Eboli (CE)” e della formazione dei “Conglomerati ed arenarie di vallone Vonghia”.



### Carta geologica della zona di Oliveto Citra alla scala 1/5000

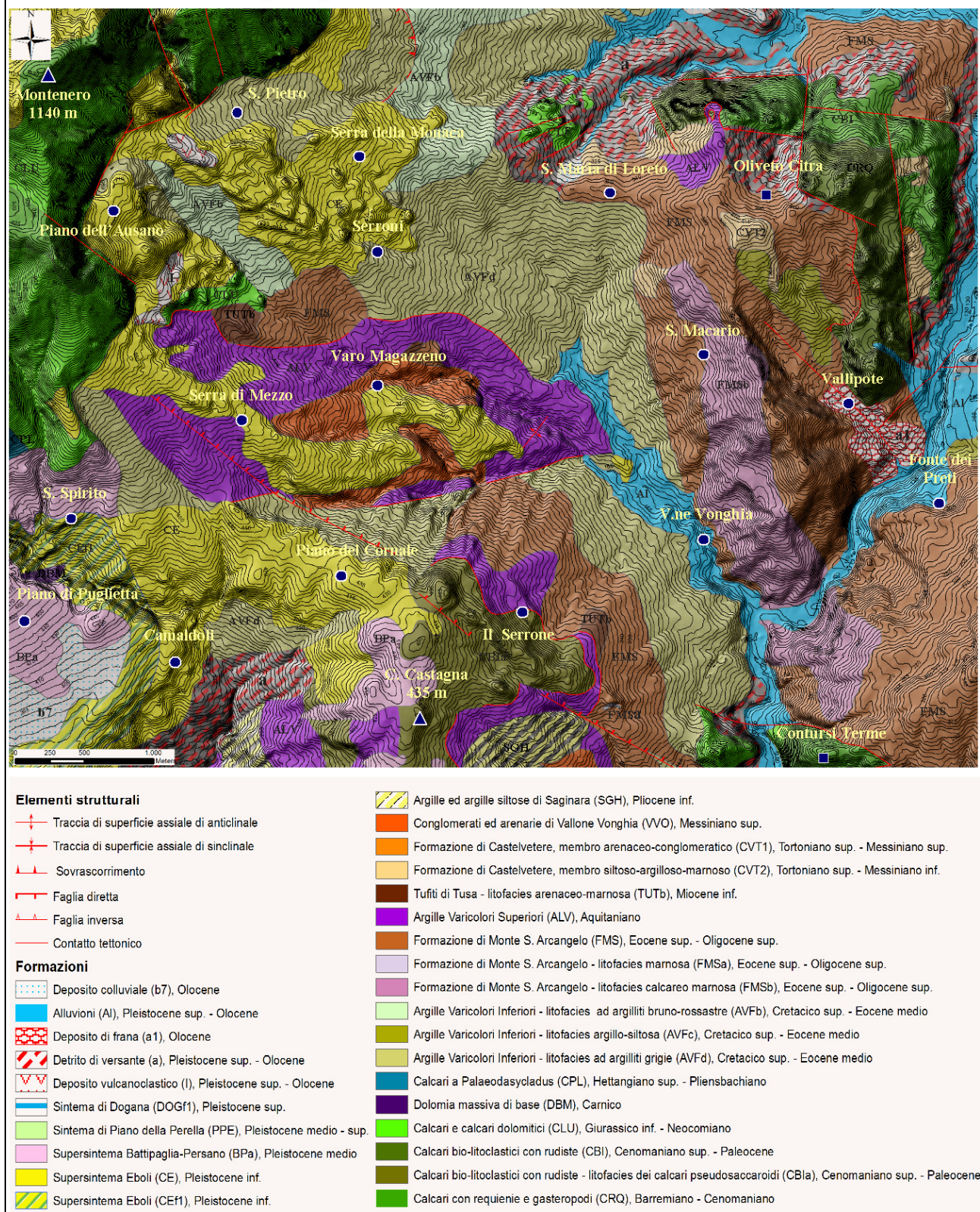


Figura 93 – Carta geologica della zona di Oliveto Citra rielaborata alla scala 1/5000.



### 7.3.2 Unità geolitologiche e relativa cartografia

Per l'elaborazione delle Carte geolitologiche in scala 1/5000 delle tre aree campioni si è passati alla successiva fase di accorpamento delle unità geologico-formazionali basato essenzialmente sull'uniformità litologica e sull'omogeneità delle condizioni fisico-meccaniche dei terreni affioranti. In funzione del maggior grado di dettaglio di questa fase di studio, l'accorpamento eseguito è diverso da quello sviluppato per l'elaborato in scala 1/25000. Nella tabella sottostante (tab. 18) sono illustrati i vari raggruppamenti eseguiti per ciascuna classe litologica, e la descrizione delle principali caratteristiche che hanno portato all'accorpamento, con il risultato di 18 nuovi complessi litologici.

Unità Geolitologiche	Descrizione	Unità geologiche Carg
<i>Alluvioni recenti ghiaioso - sabbiose</i>	Ghiaie e ghiaie sabbiose ad elementi carbonatici a luoghi con matrice sabbiosa e sabbioso - limosa prevalente	Alluvioni (Al), <i>Pleistocene sup. - Olocene</i>
<i>Colluvioni sabbioso - argillose</i>	Limi, limi sabbiosi e argille con ciottoli e blocchi di natura eterogenea	Deposito colluviale (b7), <i>Olocene</i>
<i>Depositi alluvionali antichi ghiaioso – sabbioso - argillosi</i>	Conglomerati carbonatici clastosostenuti a matrice sabbiosa e argillosa	Supersistema Battipaglia-Persano (BP <sub>a</sub> ), <i>Pleistocene medio</i>
<i>Deposito di frana di natura prevalentemente argillosa</i>	Accumuli gravitativi argilloso - limosi con clasti eterometrici	Deposito di frana (a1), <i>Olocene</i>
<i>Detrito di versante di natura ghiaioso - sabbiosa</i>	Depositi clastici ad elementi carbonatici eterometrici a matrice siltoso - sabbiosa	Deposito di versante (a), <i>Pleistocene sup. - Olocene</i>
<i>Piroclastiti antiche limoso - sabbiose</i>	Pomici e ceneri incoerenti localmente rimaneggiate	Deposito vulcanoclastico (l), <i>Pleistocene sup. - Olocene</i>
<i>Deposito siltoso con intercalazioni arenacee e argillose</i>	Accumulo sedimentario prevalentemente siltoso con intercalazioni arenacee e argillose	Sistema di Piano della Perella (PPE), <i>Pleistocene medio – sup.</i>
<i>Conglomerati</i>	Depositi clastici eterometrici di piana e di conoide alluvionale ben cementati con livelli di sabbie e lenti limose	Sistema di Dogana (DOGa, DOGb, DOGf1), <i>Pleistocene sup.</i>
		Conglomerati ed arenarie di Vallone Vonghia (VVO), <i>Messiniano superiore</i>
		Supersistema di Eboli (CE, CEf1), <i>Pleistocene inferiore</i>
		Sistema di Iumaiano (SVD), <i>Pliocene superiore</i>
<i>Litofacies arenaceo - conglomeratica</i>	Arenarie e conglomerati in strati e banchi con rari interstrati pelitici sottili	Formazione di Castelvetero, membro arenaceo-conglomeratico (CVT1), <i>Tortoniano sup.–Messiniano sup.</i>
		Unità di Calabritto (CBTa), <i>Langhiano - Serravaliano</i>
<i>Litofacies arenaceo - marnosa</i>	Arenarie a granulometria media intervallate a marne argillose	Tufiti di Tusa (TUTb), <i>Miocene inferiore</i>



<b><i>Litofacies siltoso – argilloso - marnosa</i></b>	Siltiti arenacee con sottili intercalazioni di argille e marne	Formazione di Castelvetero, membro siltoso – argilloso- marnoso (CVT2), <i>Tortoniano sup. - Messiniano inf.</i>
<b><i>Argille</i></b>	Argille e argille siltose in strati spessi con sottili intercalazioni di calcari, calcari marnosi e marne	Argille Varicolori Superiori (ALV), <i>Aquitano</i>
		Argille Varicolori Inferiori (AVFb, AVFc, AVFd), <i>Cretacico sup. – Eocene medio</i>
		Argille e argille siltose di Saginara (SGH), <i>Pliocene inf.</i>
<b><i>Alternanze di calcari marnosi e rocce silicee</i></b>	Calcareniti e calcilutiti con intercalazioni di marne e di argille	Flysch Rosso (FYR), <i>Cretacico sup. – Miocene inf.</i>
<b><i>Marne calcaree</i></b>	Marne e marne calcaree intervallate talora da calcari marnosi e marne argillose	Formazione di Monte S. Arcangelo (FMS, FMSa, FMSb), <i>Eocene sup. – Oligocene sup.</i>
<b><i>Calcari</i></b>	Calcari e calcari dolomitici stratificati e massivi	Calcari con requenie e gasteropodi (CRQ), <i>Barremiano - Cenomaniano</i>
		Calcari bio-litoclastici con rudiste (CBI, CBla), <i>Cenomaniano sup. - Paleocene</i>
		Calcari e calcari dolomitici (CLU), <i>Giurassico inf. - Neocomiano</i>
		Calcari a Paleodasycladus (CPL), <i>Hettangiano sup. - Pliensbachiano</i>
		Calcareniti e calciruditi di Monte Eliso (SOE), <i>Paleogene inferiore</i>
<b><i>Dolomia</i></b>	Dolomie massive diffusamente fratturate	Dolomia massiva di base (DBM), <i>Carnico</i>
		Dolomia superiore (DBS4), <i>Norico - Hettangiano</i>
<b><i>Olistoliti calcarei</i></b>	Olistoliti carbonatici composti in prevalenza da calcari di piattaforma	Olistoliti (Ol)
<b><i>Olistostroma</i></b>	Successioni sedimentarie stratificate composte da argille ed elementi litoidi	Olistostroma (Os)

Tabella 18 – Schema raffigurante l'elenco delle classi geolitologiche ideate per la carta in scala 1/5000, con le relative descrizioni e accorpamenti delle unità formazionali Carg.

### 7.3.2.1 Carta geolitologica della zona di Caposele

Nella carta geolitologica di Caposele, si può osservare nella zona centrale un vasto territorio, in corrispondenza delle colline di Materdomini e Buoninventre, dominato dai complessi litologici prevalentemente marnosi e calcareo marnosi (fig. 94), riferibili fondamentalmente alla formazione di Monte S. Arcangelo.

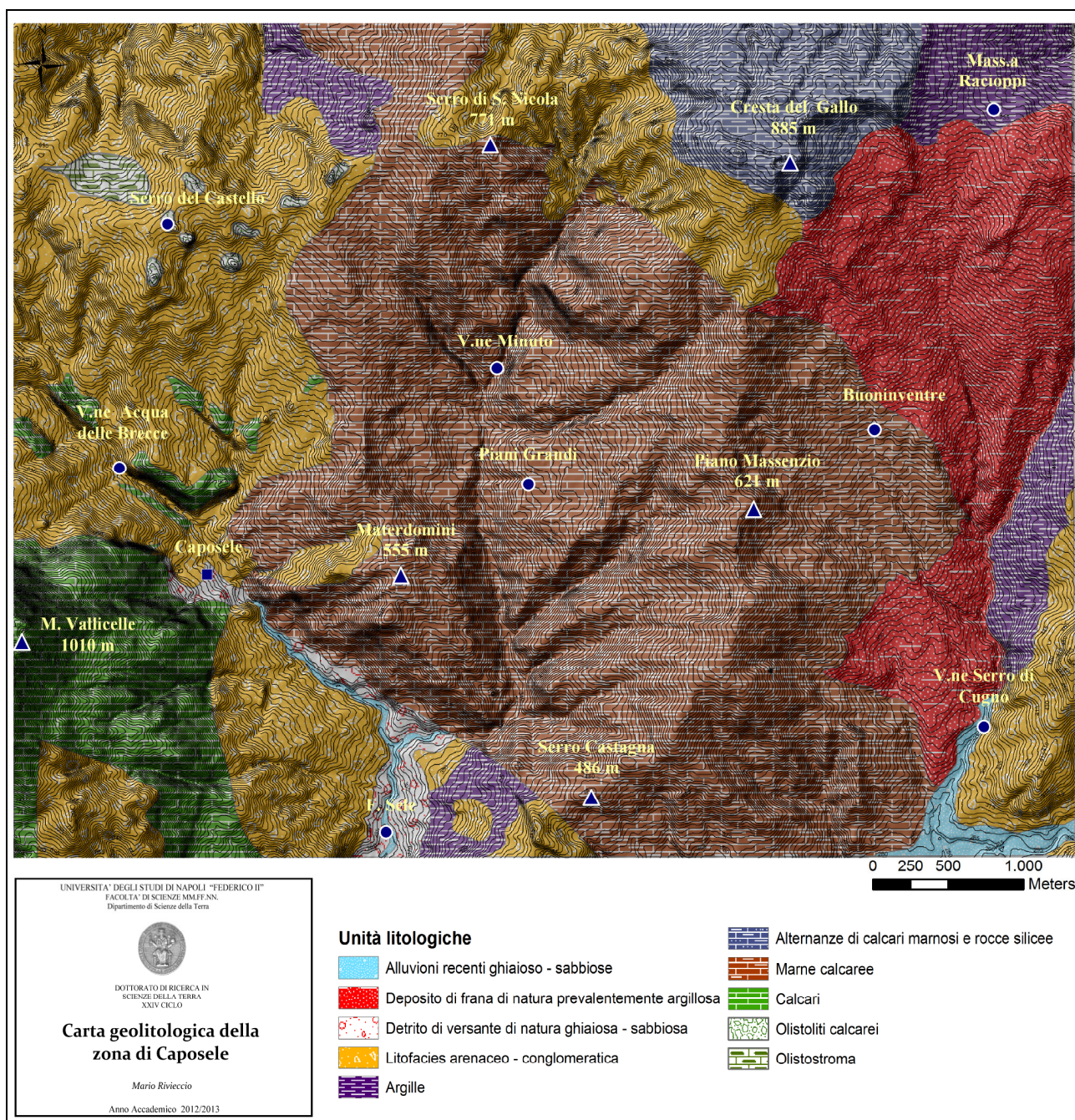


*Figura 94 (in alto) e 95 (sotto) – L'immagine mostra un affioramento di calcari marnosi in località Buoninventre, di cui un particolare è raffigurato nel riquadro in basso a sinistra.*

In località Buoninventre, inoltre, è stato possibile appurare la presenza di estesi cumuli franosi, occupanti gran parte del versante che da Cresta del Gallo giunge sino al vallone Serro di Gugno. Un altro complesso litologico frequentemente riscontrabile in zona è la litofacies arenaceo-conglomeratica, estesamente affiorante nel settore occidentale del territorio analizzato, con locali affioramenti anche lungo lo spartiacque del bacino del Sele, in località Serro S. Nicola, e nella zona meridionale del paese di Caposele. Una vasta presenza di litologie calcaree si riscontra nel settore sud-occidentale presso il rilievo carbonatico di M. Vallicelle.



Affioramenti di argille si rinvennero in sinistra idrografica del vallone Serro di Gugno, in prossimità della sella di Conza. La cospicua presenza dei depositi franosi, non ha permesso di verificare la reale estensione della suddetta litologia, ne tantomeno appurarne il contatto con i terreni calcareo marnosi della formazione di Monte S. Arcangelo e con le alternanze di marne calcaree e rocce silicee affioranti in parte sul pianoro sommitale di Cresta del Gallo.



*Figura 96 – Carta geolitologica della zona di Caposele.*



### 7.3.2.2 Carta geolitologica della zona di Senerchia

L'elaborazione della carta geolitologica ha permesso di illustrare un contesto territoriale caratterizzato da una scarsa eterogeneità dei terreni costituenti il substrato. Fondamentalmente la zona di Senerchia, si presenta caratterizzata, a monte del paese, da rilievi calcarei, talvolta dolomitici, con locali affioramenti conglomeratici. L'area di maggior interesse, corrispondente al versante flyschoidale, si contraddistingue per la vasta presenza di calcari marnosi.



*Figura 97 – Lo sperone calcareo emergente in località Quaglietta*

L'uniformità litologica di questo versante, è interrotta dall'emersione locale di piccoli blocchi carbonatici, come in località Quaglietta e poco più a valle del paese di Senerchia. Nella zona di contatto tra i complessi calcarei situati a monte e quelli terrigeni a valle, sono presenti accumuli detritici, più o meno spessi, di natura ghiaioso – sabbiosa. Lungo il versante in flysch, in corrispondenza della zona di distacco della nota frana sismoindotta del novembre 1980, è stata constatata la natura marnosa dei terreni di substrato, coperti più a valle da un cospicuo accumulo detritico prevalentemente argilloso, associato al suddetto movimento gravitativo.

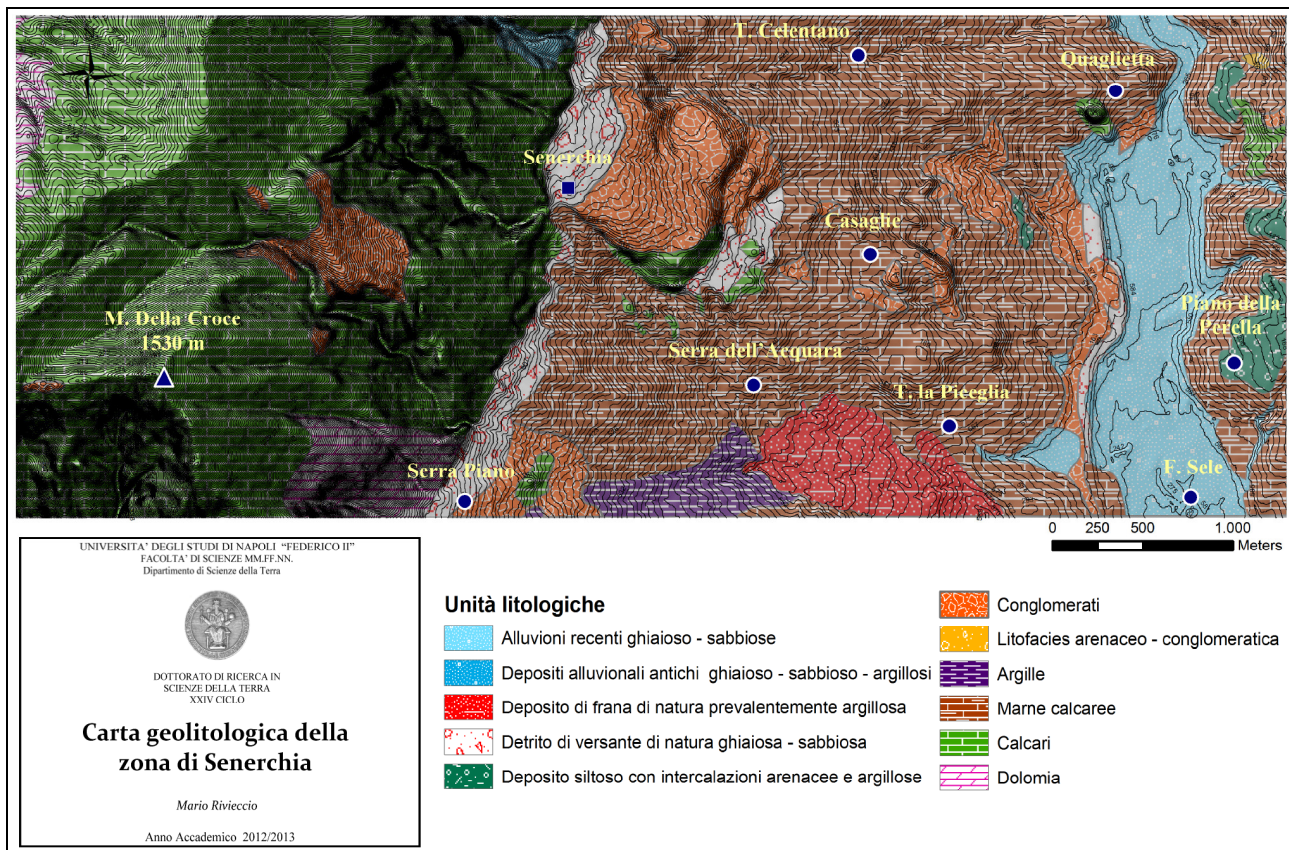
La presenza di conglomerati è stata riscontrata in prossimità dell'abitato di Senerchia sotto forma di un'estesa placca, e anche in prossimità del fondovalle. Quest'ultima zona, inoltre, si presenta dominata dalle alluvioni recenti ghiaioso – sabbiose.

In sinistra idrografica, sulla sommità di alcuni ripiani, è stata rilevata l'esistenza di depositi siltosi con intercalazioni arenacee e argillose. Infine, nel settore meridionale della carta, è possibile scorgere alcune aree occupate da terreni argillosi riferibili alla formazione delle "Argille Varicolori Inferiori".

*Figura 98 – L'immagine a destra mostra alcuni depositi alluvionali ghiaioso – sabbiosi rilevati nella zona golenale del Sele.*







*Figura 99 – Carta geolitologica della zona di Senerchia.*

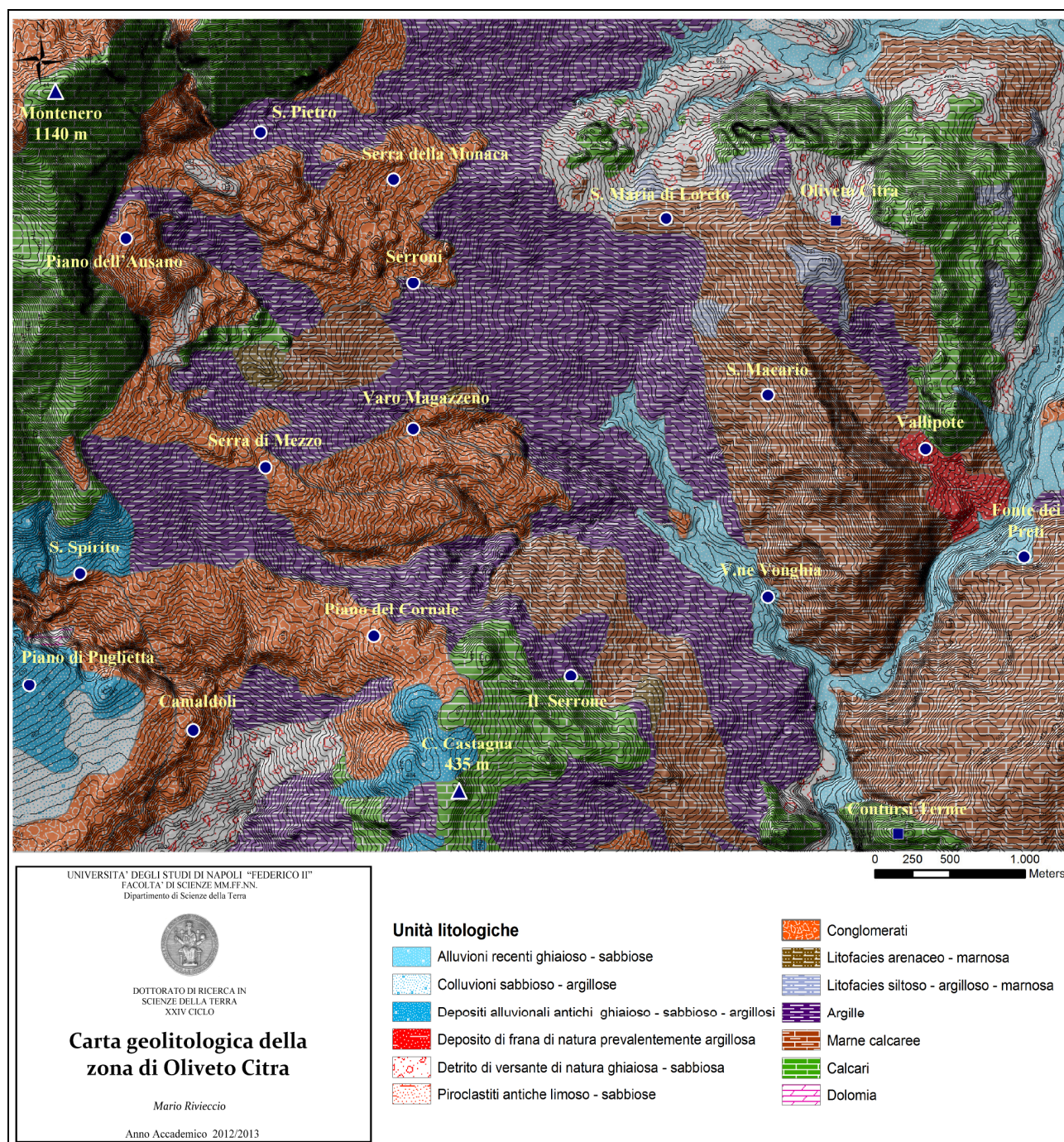
### 7.3.2.3 Carta geolitologica della zona di Oliveto Citra

L'ampia eterogeneità geologica mostrata nella zona di Oliveto Citra dalla cartografia di base, non è stata supportata dall'elaborato geolitologico che ha invece mostrato un quadro territoriale più sintetico dal punto di vista delle caratteristiche fisiche e meccaniche dei terreni. L'area si presenta caratterizzata prevalentemente da un substrato argilloso, con locali settori contraddistinti da altri complessi litologici. In corrispondenza del vertice di nord-ovest, nei pressi dell'abitato di Oliveto Citra e in località il Serrone, è possibile riscontrare vasti affioramenti calcarei.

Una componente marnoso calcarea e una litofacies siltoso – argilloso – marnosa, sono state riscontrate in località Vallipote, S. Maria di Loreto, e lungo tutto il margine orientale della zona analizzata sino all'abitato di Contursi.

Il settore vallivo interessato dal deflusso del fiume Sele, si presenta caratterizzato da terreni alluvionali recenti ghiaioso – sabbiosi. Depositi più antichi, analogamente costituiti in ambienti alluvionali, e contraddistinti anche da una marcata frazione argillosa, sono stati riscontrati presso i piani di Puglietta, nel settore di sud - ovest. In linea generale, il quadro litologico del territorio si completa con la frequente presenza di complessi conglomeratici, rilevati in località Serra della Monaca, Piano dell'Ausano, Piano del Cornale e presso il vallone Vonghia.





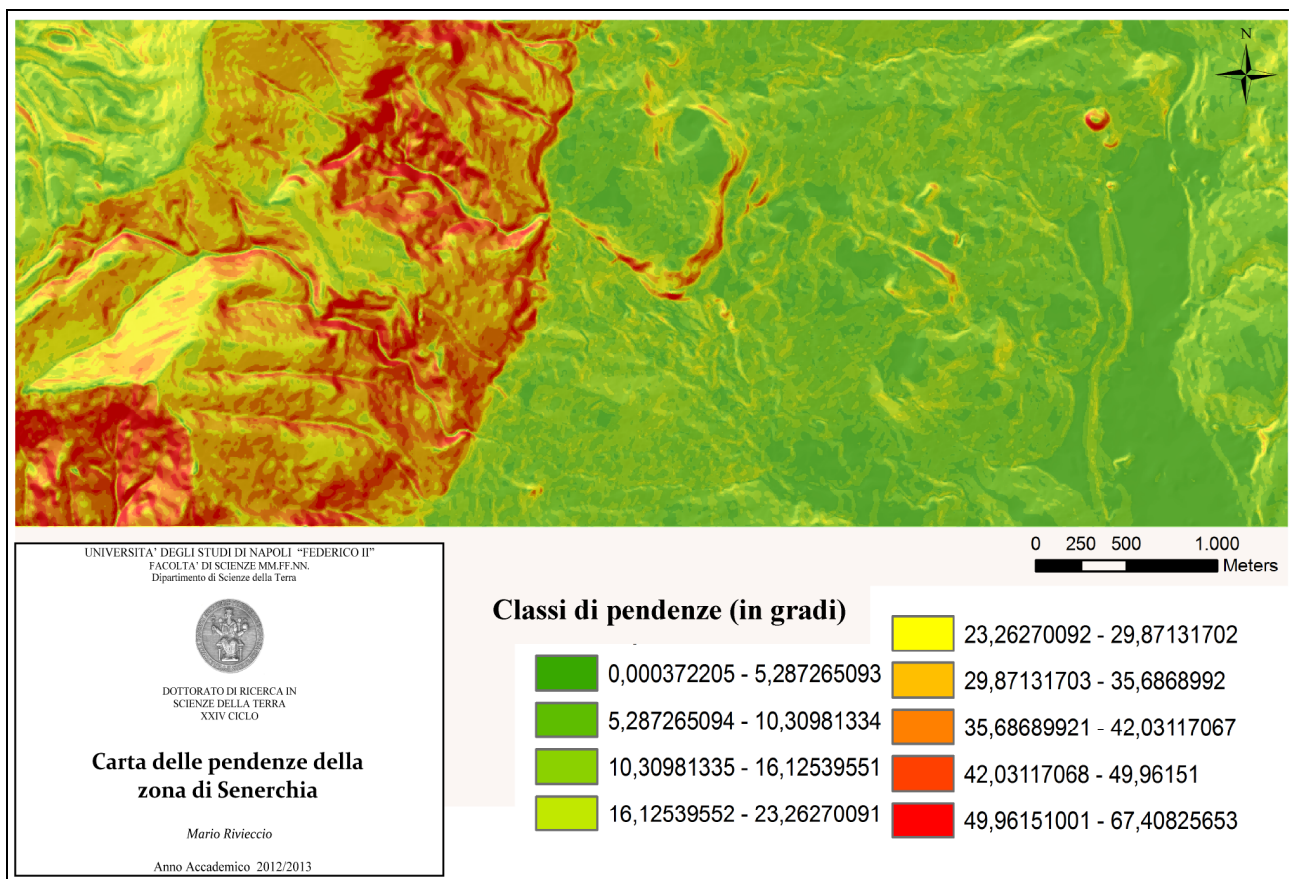
*Figura 100 – Carta geolitologica della zona di Oliveto Citra.*



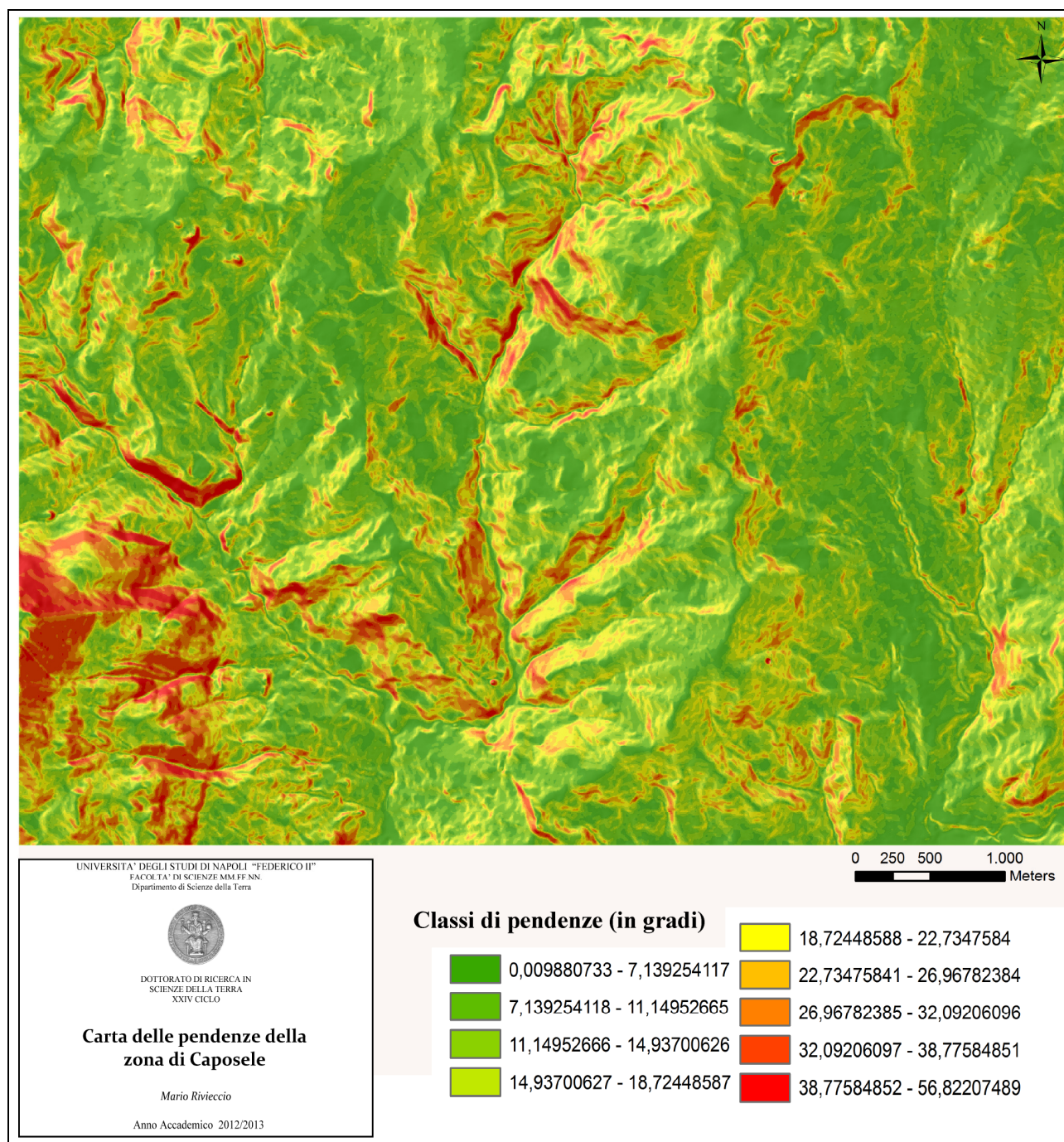
## 7.4 Carta delle pendenze

L'approfondimento dei fattori incidenti sulla stabilità dei versanti, ha previsto, analogamente a quanto compiuto nel corso delle analisi alla scala di bacino, l'elaborazione di un prodotto finalizzato alla stima dei valori di acclività nei territori oggetto di studio. Allo scopo è stato elaborato un modello digitale altimetrico da cui poter ricavare i valori di acclività impiegando come base di partenza per lo sviluppo del DEM la Cartografia Tecnica Regionale (CTR) in scala 1/5000. Attraverso di essi, operando in ambiente GIS, è stato possibile modellare il DEM impiegando una struttura a maglie quadrate (GRID) con risoluzione di 5 metri. Sebbene lo studio alla scala di versante (1/5000) sia stato focalizzato principalmente sulle tre aree campione, indagini di dettaglio sono state rivolte anche alle frane sismoindotte censite in tutto il bacino dell'alta valle del fiume Sele, pertanto l'elaborazione del modello digitale del terreno ha interessato l'intera area dell'alta valle del Sele.

Una volta conseguito il DEM si è provveduto al calcolo delle pendenze attraverso la funzione "Slope" del modulo "Surface Analysis" presente in ArcMap. Le classi clivometriche ottenute in automatico sono state ritenute adeguate per la rappresentazione su carta, in rapporto ad un quadro morfologico dominato da rilievi collinari flyschoidi non particolarmente articolato.

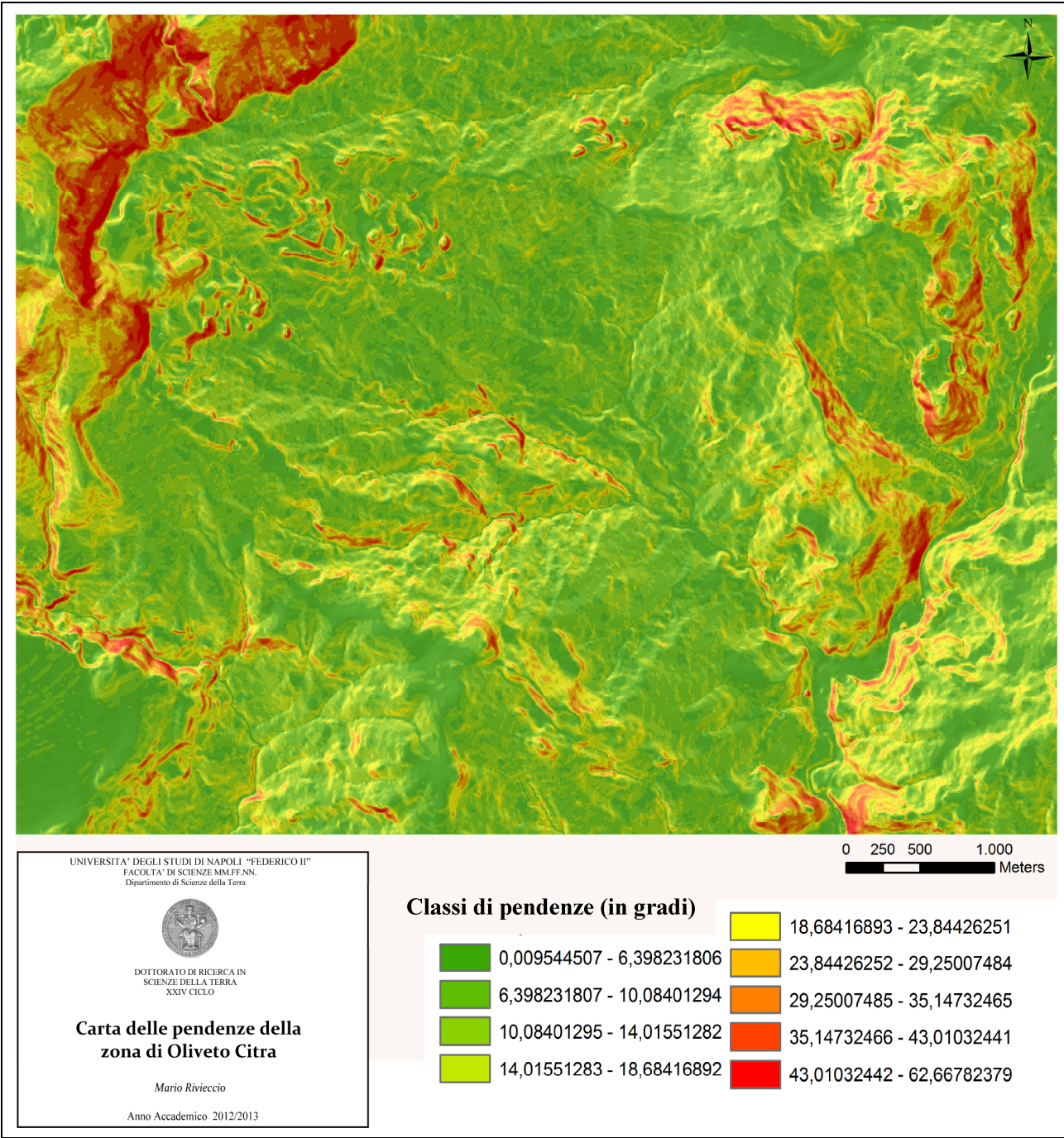


*Figura 101 – Carta delle pendenze derivata dal DEM a 5 m della zona di Senerchia.*



*Figura 102 – Carta delle pendenze derivata dal DEM a 5 m della zona di Caposele.*





*Figura 103 – Carta delle pendenze derivata dal DEM a 5 m della zona di Oliveto Citra.*

## **7.5 Carta delle densità di sorgenti**

Lo studio dei fattori incidenti sulla stabilità dei versanti, ha richiesto un approfondimento delle relazioni esistenti tra la propensione al dissesto e la presenza di sorgenti. Al fine di pervenire ad un elaborato utile in tal senso, ci si è avvalsi, come punto di partenza, delle informazioni impiegate nell'ambito del precedente livello di analisi alla scala di bacino, alle quali sono stati integrati ulteriori dati derivanti dalle basi topografiche CTR in scala 1/5000 e dallo studio di Aquino et alii (2006), che hanno permesso di delineare con maggior dettaglio il quadro locale relativo alla distribuzione delle emergenze idriche, fornendo anche importanti informazioni sulle portate di alcune di esse.

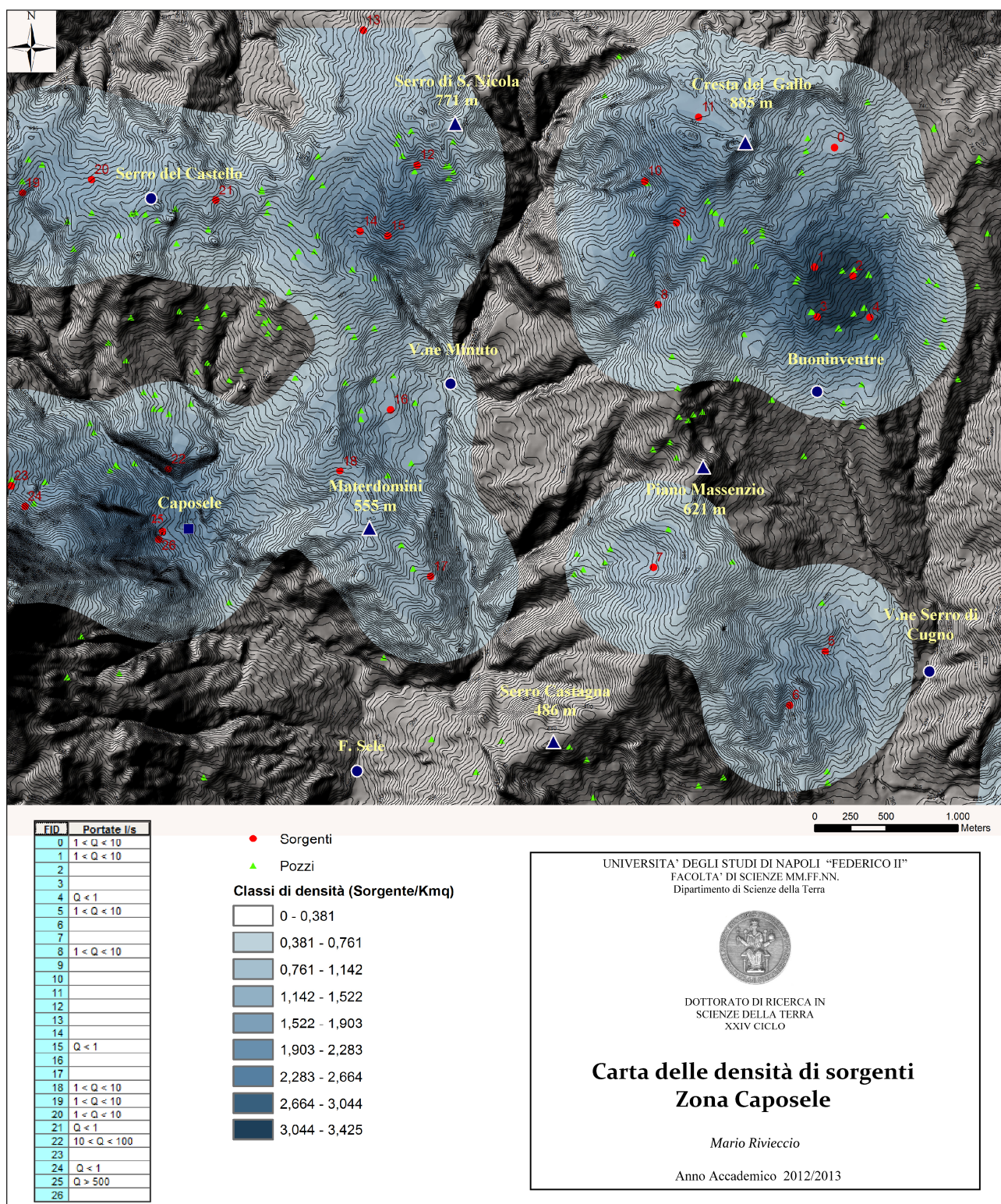
Operando in ambiente GIS, è stata eseguita la digitalizzazione su base cartografica degli elementi reperiti, annotando, qualora possibile, i valori di portata all'interno del database associato allo shapefile impiegato per l'informatizzazione dei dati. C'è da precisare, inoltre, che le fonti bibliografiche precedentemente citate, indicanti i valori di portata delle sorgenti, hanno consentito di pervenire a questo tipo di informazione soltanto per alcuni casi presenti nella zona di Caposele e Senerchia.

Come già eseguito nell'ambito delle elaborazioni alla scala di 1/25000, è stata svolta per ciascuna delle tre aree di studio, una zonazione delle aree a diverso grado di densità di sorgenti, attraverso l'applicazione della funzione "Kernel Density" presente tra i tools di ArcMap.

### **7.5.1 Zona Caposele**

L'area di Caposele si presenta nel complesso ricca di acqua, con numerose polle sorgive caratterizzate talvolta da valori di portata molto elevati. Uno dei casi più noti è riscontrabile in prossimità dell'abitato di Caposele, dove sono presenti diversi punti sorgivi legati all'emergenza delle acque proveniente dai vicini massicci carbonatici. La più nota tra queste emergenze è la sorgente Sanità, contraddistinta da portate in media superiori a 500 litri al secondo (Aquino et alii, 2006). Osservando l'intera zona raffigurata nell'elaborato cartografico (fig. 104), è possibile notare alcune aree caratterizzate da alte densità di sorgenti, le quali tuttavia si presentano contraddistinte da bassi valori di portata. Una di queste aree è situata in località Buoninventre, poco più a valle di Cresta del Gallo, dove sono state registrate anche tre sorgenti per chilometro quadro, alcune delle quali con portate comprese tra 1 e 10 l/s. Analoga situazione è stata riscontrata presso i rilievi collinari situati poco più ad ovest, tra le località Serro di S. Nicola e Materdomini.





*Figura 104 – Carta delle densità di sorgenti della zona di Caposele.*



## 7.5.2 Zona Senerchia

Il territorio di Senerchia presenta due zone caratterizzate da abbondanti emergenze idriche. La prima è situata a sud-ovest del paese, in concomitanza del contatto geologico tra i terreni carbonatici dei Monti Picentini e i depositi flyschoidi cretacico-terziari. Tale zona si contraddistingue per un elevato numero di sorgenti, anche cinque per chilometro quadro, ma soprattutto per i notevoli valori di portata, con picchi anche superiori ai 500 litri al secondo. La seconda zona è stata localizzata a valle dell'abitato di Quaglietta, in prossimità del fondovalle. La presenza di queste sorgenti, caratterizzate tra l'altro da elevate portate, può essere ascritta alla locale emersione di blocchi carbonatici, che permetterebbero la risalita di acque di circolazione profonda, derivanti dai vicini massicci carbonatici del gruppo M. Ognà - M. Marzano (Celico et alii, 1979).

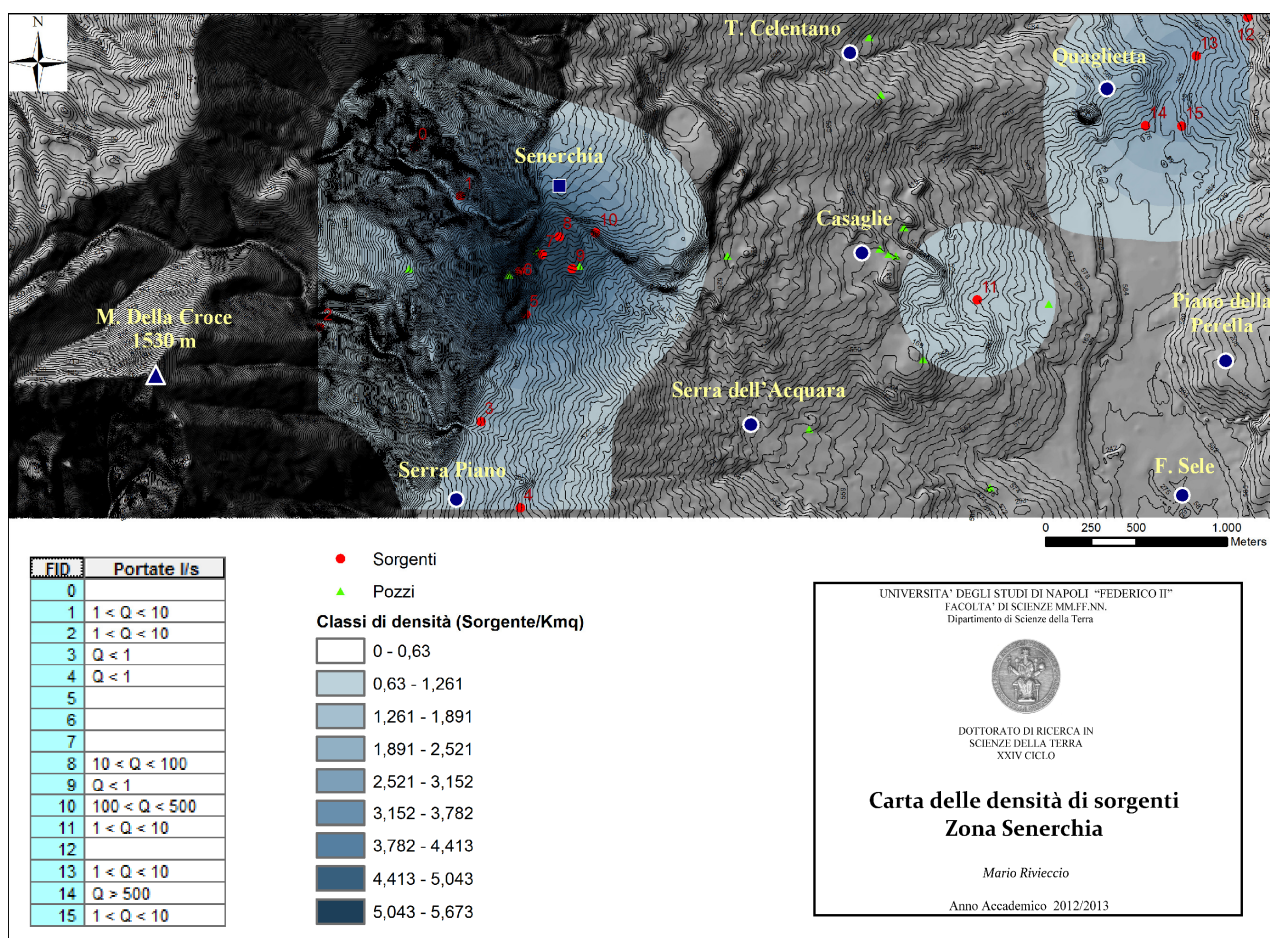


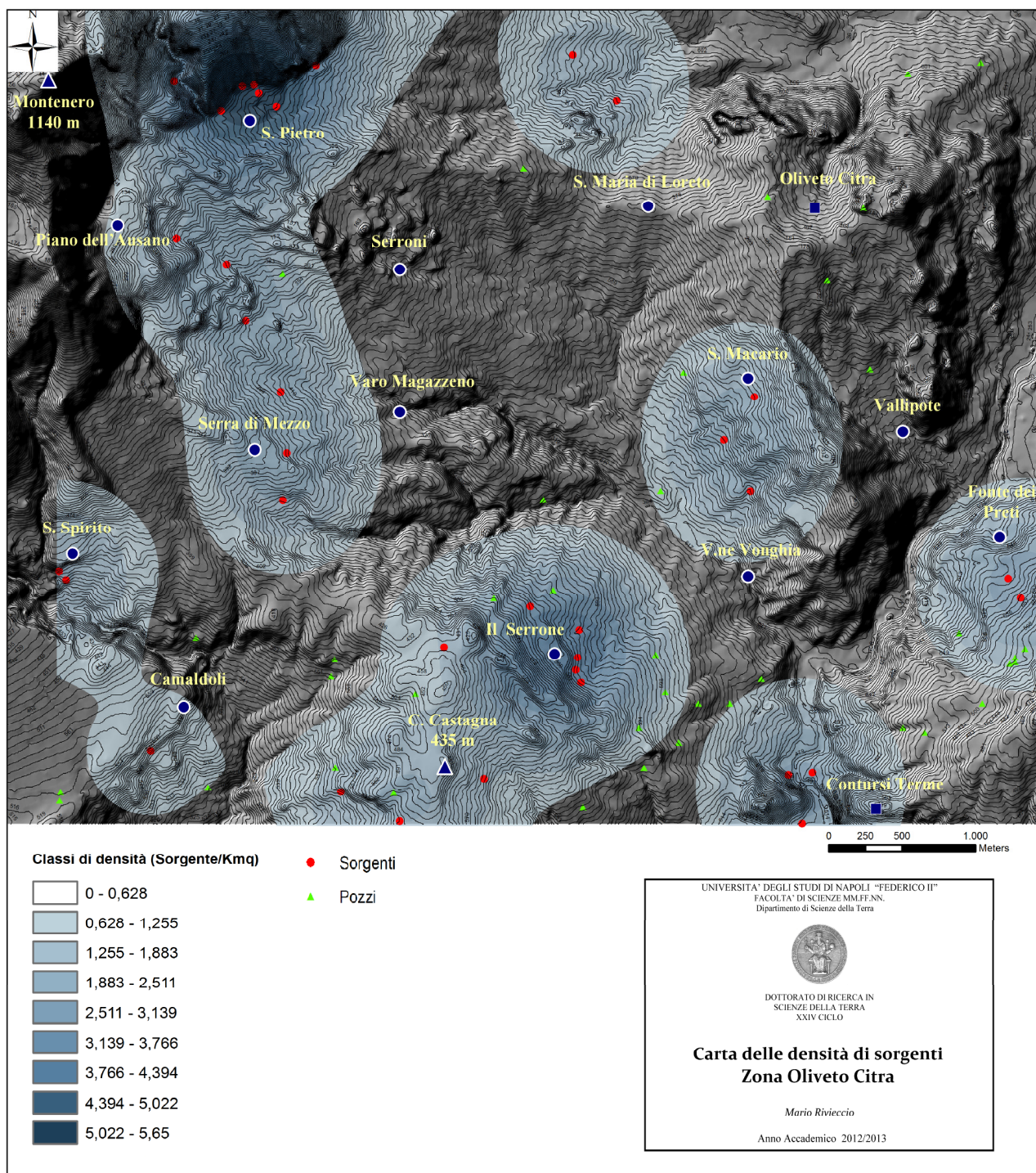
Figura 105 – Carta delle densità di sorgenti della zona di Senerchia.

## 7.5.3 Zona Oliveto Citra

L'emergenza delle acque nella zona di Oliveto Citra, può essere ascritta in linea generale al frequente contatto tra i terreni argillosi di substrato, molto abbondanti in zona, e i depositi carbonatici, conglomeratici e calcareo – marnosi, dotati di maggior permeabilità. L'area contraddistinta dalla più elevata presenza di emergenze idriche, è stata localizzata alla base di Monte Raia, in località Acqua S. Pietro, in virtù del notevole deflusso idrico proveniente dal suddetto massiccio carbonatico, ma di cui tuttavia non si conoscono i valori di portata. Altre sorgenti sparse sono state registrate lungo i rilievi collinari tra le zone di piano dell'Ausano e Serra



di Mezzo. Un'altra area caratterizzata da un elevato numero di polle sorgive, precisamente quattro nell'arco di un chilometro quadro, è risultata essere la località Il Serrone, dove la presenza di litologie carbonatiche, marnose e argillose, ha favorito la presenza di tali emergenze. Concludendo la disamina sulla distribuzione delle sorgenti nella zona di Oliveto Citra, sono stati registrati diversi casi in sinistra idrografica del Sele, nel settore sud-orientale dell'area investigata. L'area, posta in prossimità dell'abitato di Contursi, è notoriamente conosciuta per la presenza di numerose polle sorgive, molte delle quali a carattere termale.



*Figura 106 – Carta delle densità di sorgenti della zona di Oliveto Citra.*

## *Capitolo 8*

### *Analisi dei fattori ed estrapolazione dati*



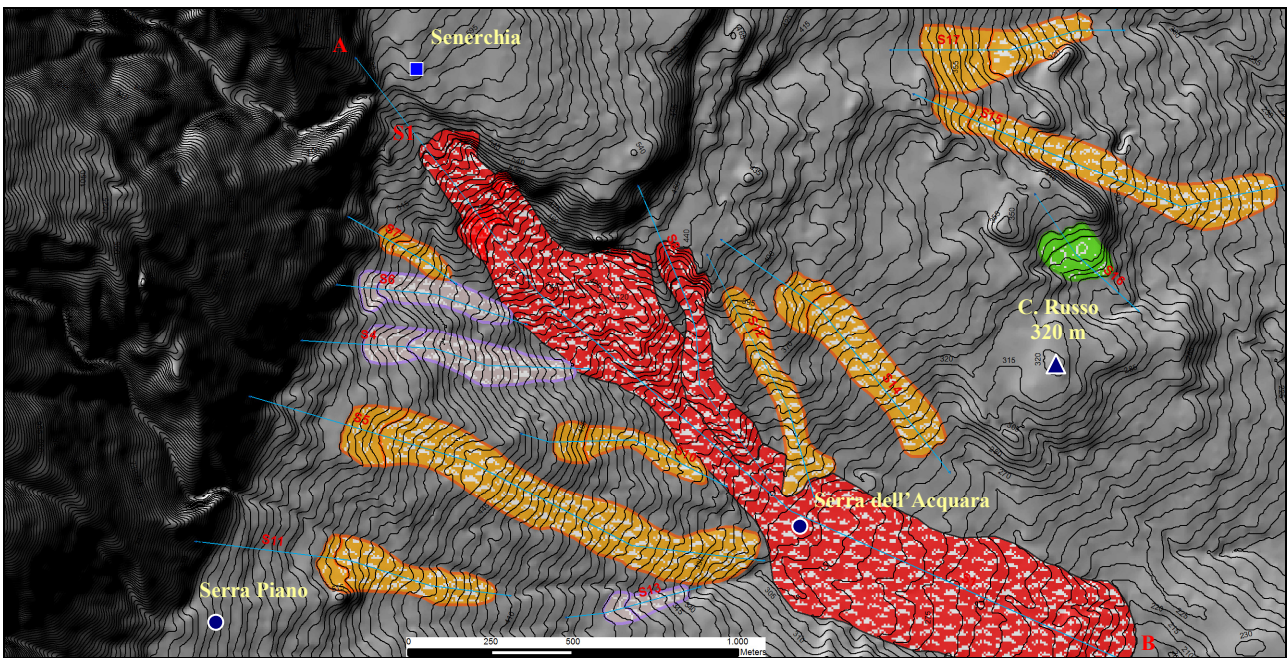
## 8.1 Aspetti morfologici dei movimenti di versante

### 8.1.1 Caratterizzazione morfologica delle frane

Archiviata la fase di sviluppo degli elaborati di base si è passati allo stadio successivo previsto nel presente lavoro, riguardante l'approfondimento dei fattori incidenti nello sviluppo dei fenomeni franosi a cinematisma lento, in condizioni normali e sismiche.

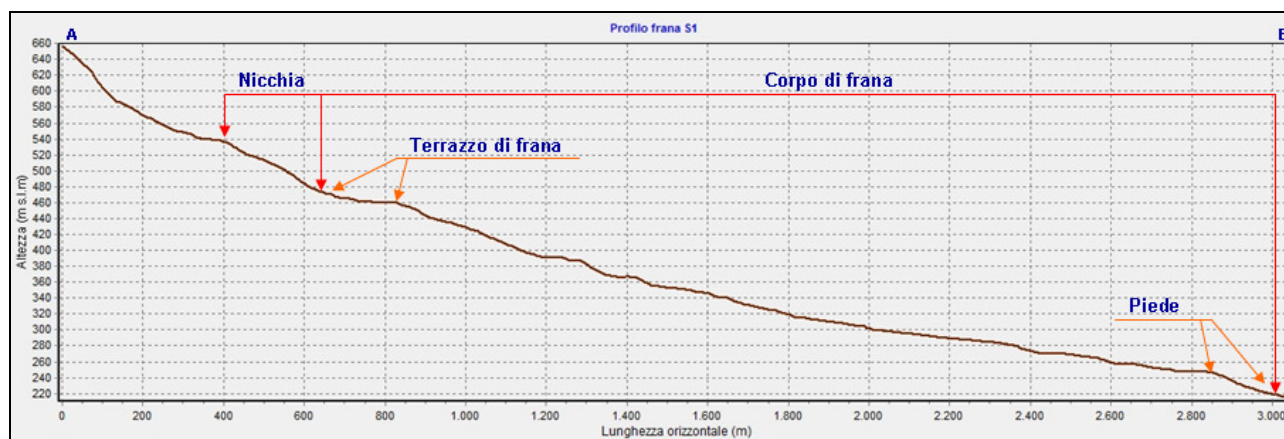
La ricerca dei fattori predisponenti ha inizialmente riguardato lo studio degli aspetti morfologici associati ai movimenti di massa, eseguito senza operare distinzioni fra frane generiche e frane sismoindotte. Il primo aspetto morfologico analizzato è consistito nell'analisi dell'andamento topografico mediante appositi profili pertanto, operando in ambiente GIS, e impiegando come base il modello digitale del terreno con risoluzione a 5 metri, sono stati tracciati profili longitudinali per ciascuna delle 132 frane generiche incluse nel censimento IDL eseguito per le tre aree campione, e per ciascuno dei 48 movimenti sismoindotti presenti in tutto il bacino dell'alta valle del fiume Sele, censiti nell'inventario IFS. I profili eseguiti sono stati costruiti mantenendo inalterata la scala delle lunghezze rispetto alla base topografica impiegata, mentre le altezze sono state raddoppiate al fine di evidenziare più adeguatamente possibile le variazioni topografiche.

Al fine di sintetizzare al meglio nel presente manoscritto il contenuto derivato dai 180 profili svolti, sono stati illustrati, per ciascuna tipologia di movimenti, quei casi che meglio rappresentano l'andamento topografico medio.



*Figura 107 – Traccia del profilo topografico eseguito per la frana complessa SI*





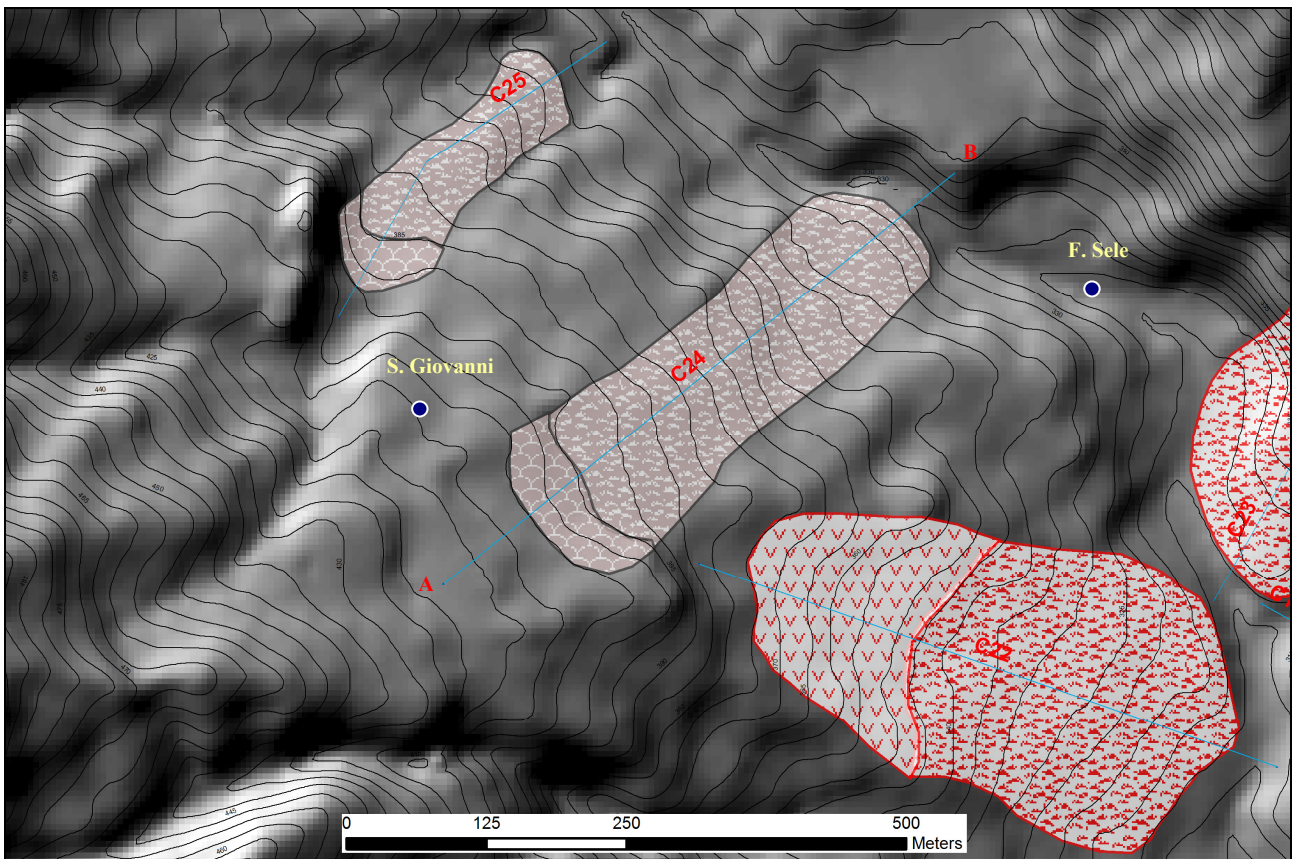
*Figura 108 – Profilo topografico della frana complessa S1.*

Il profilo S1 (fig. 108) fa riferimento alla nota frana complessa (scorrimento - colata) di Senerchia, attivatasi in località Serra dell'Acquara nel novembre 1980 a seguito del sisma. La frana presenta un'estensione longitudinale di circa 2732 m, e si sviluppa con un dislivello complessivo, tra la quota massima e la quota minima, pari a 360 m. Una prima osservazione ha permesso di delineare le due principali componenti morfologiche caratterizzanti l'area in frana, successivamente riscontrate anche nelle altre tipologie di movimenti investigati. L'ipotesi iniziale prevedeva la suddivisione del dissesto, fondamentalmente, in tre componenti: area di distacco, zona di transito e zona di accumulo. Tuttavia l'analisi e il confronto dei profili, ha evidenziato la mancanza di una vera e propria zona intermedia, tra la scarpata principale e l'area di accumulo, contraddistinta dal transito del materiale franato. Tale osservazione ha portato, quindi, alla discriminazione di una nicchia di distacco, caratterizzata tendenzialmente da una superficie più acclive rispetto all'andamento topografico circostante, e di una seconda parte compresa tra la base della nicchia e l'unghia della frana, contraddistinta dalla presenza del corpo di frana.

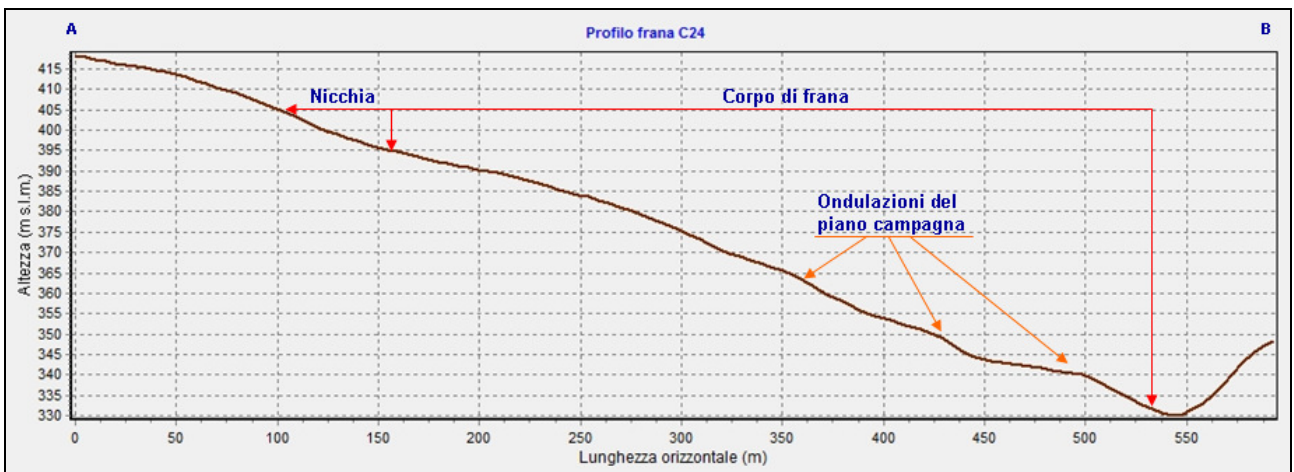
Successivamente, l'analisi dei profili ha contribuito a far emergere la presenza di ulteriori elementi del paesaggio, come ad esempio contropendenze nel corpo di frana dovute al tiltaggio del materiale mobilitato a seguito dello scorrimento iniziale. Nel caso della frana S1, è possibile osservare un simile elemento intorno alla quota di circa 460 m s.l.m., confermato inoltre dalle osservazioni dirette di campagna. Tali contesti morfologici, secondo quanto riportato dalle fonti bibliografiche consultate, hanno costituito nella fase immediatamente successiva l'attivazione del movimento, siti di accumulo idrico, meglio conosciuti anche come laghetti di frana.

In linea generale, a partire dalla base della scarpata principale, l'andamento topografico degrada verso valle con locali variazioni dovuti a piccoli lobi, associati a movimenti secondari, e superficiali, del materiale mobilitato. Il dissesto termina lungo il versante intorno ai 232 metri di quota s.l.m., con il piede di frana che mostra un locale incremento delle pendenze in prossimità del congiungimento tra il materiale detritico franato e la sottostante superficie indisturbata.

Per ciò che concerne i colamenti, è stato preso in considerazione come più rappresentativo, il profilo della frana C24 (fig. 110). Tale fenomeno si localizza nel territorio comunale di Caposele, in località S. Giovanni. Il dissesto si caratterizza per una lunghezza complessiva di circa 430 metri, e si sviluppa a partire dalla quota di 445 m s.l.m., sino alla base del versante, intorno ai 332 m s.l.m. Sotto l'aspetto morfologico, è stato osservato, comunemente agli altri colamenti, un andamento topografico meno articolato rispetto alle altre tipologie di frane analizzate. In particolare, viene posto in evidenza la forma smussata della scarpata principale presso la nicchia di distacco. Infine, il corpo di frana presenta numerose ondulazioni associate a locali mobilitazioni della massa detritica.

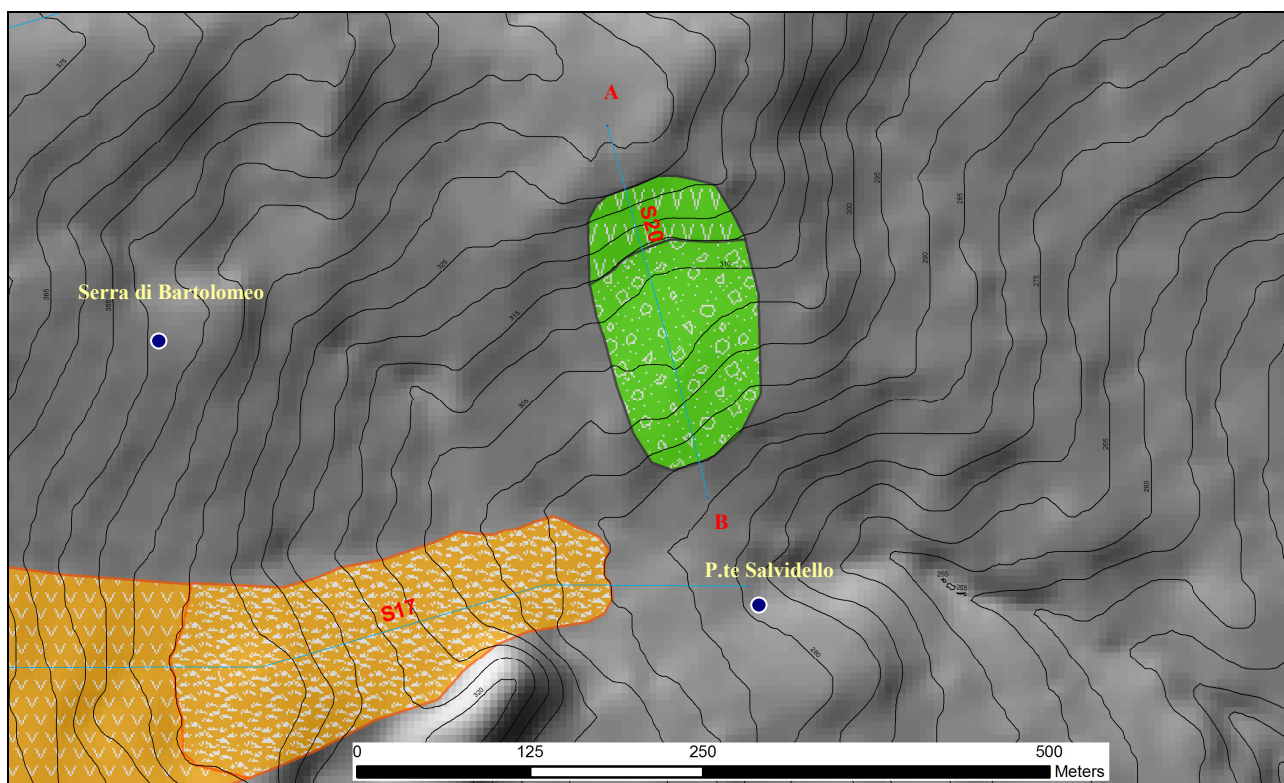


*Figura 109 – Traccia del profilo topografico eseguito per il colamento C24.*

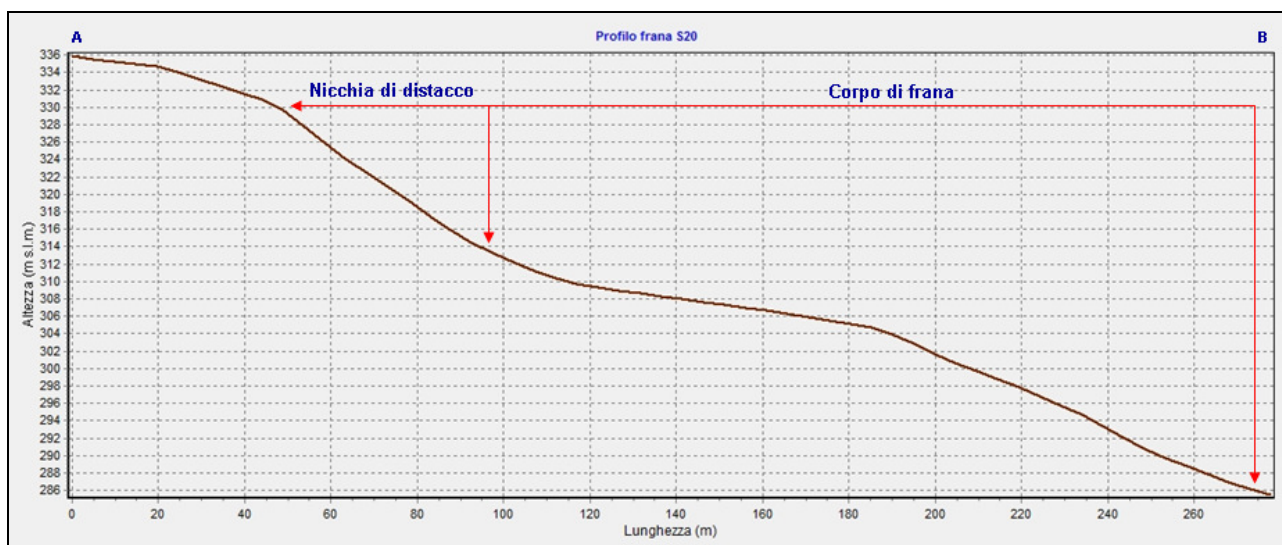


*Figura 110 – Profilo topografico del colamento C24.*

L'esempio illustrato in figura 112, mostra il profilo di uno *scorrimento rotazionale* (S20), individuato in località Serra di Bartolomeo, in prossimità dell'abitato di Quaglietta. Il dissesto presenta uno stato di attività quiescente e le quote del coronamento (Qmax) e dell'unghia (Qmin) risultano essere rispettivamente 330 e 290 m s.l.m.



*Figura 111– Traccia del profilo topografico eseguito per lo scorrimento rotazionale S20.*



*Figura 112 – Profilo topografico dello scorrimento rotazionale S20.*

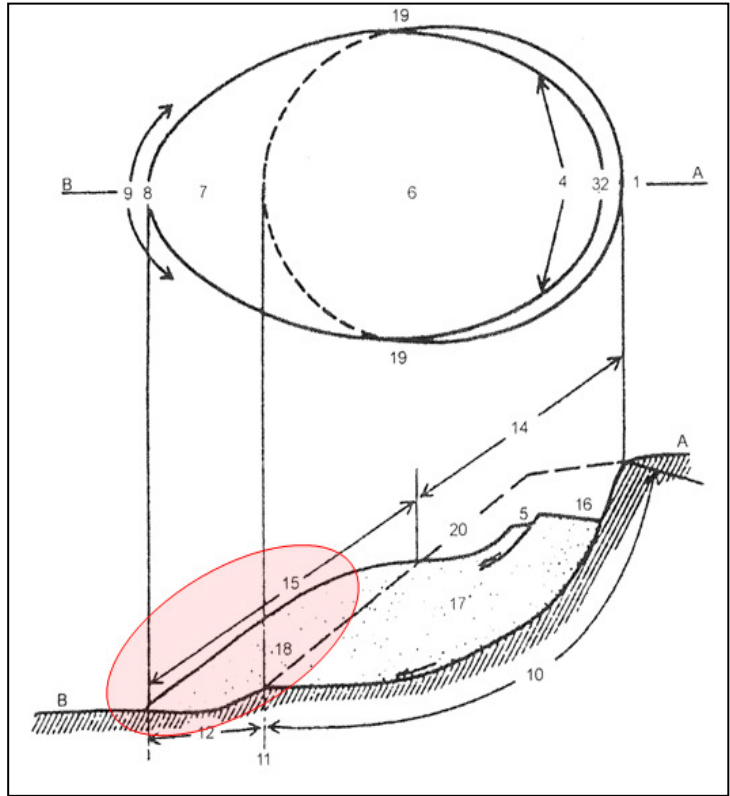
La frana si sviluppa con un dislivello totale di 40 m, raggiungendo una lunghezza complessiva di 296 m e una larghezza massima di 118 m. Da quello che si può osservare la topografia presenta il tipico andamento trasversale concavo a monte e convesso a valle frequentemente riscontrato nelle aree caratterizzate da simili fenomeni gravitativi, associato ad una breve estensione longitudinale della frana. Nella fattispecie, infatti, gli scorrimenti rotazionali hanno fatto registrare una lunghezza minima di 120 m e una massima di 629 m, mostrando un valore medio di 2,0 nel rapporto tra estensione longitudinale e trasversale, contrariamente a quanto



osservato con le altre tipologie di movimenti dove tale rapporto è risultato pari a 3,2 per le frane complesse e 3,7 per i colamenti.

A conclusione della disamina riguardante i profili topografici, un particolare relativo alla conformazione morfologica del tratto basale delle frane ha suscitato particolare interesse invogliando a focalizzare l'attenzione per ulteriori indagini. Come già illustrato nello schema

esemplificativo indicato dalla Commissione sulle frane (IAEG, 1990), la maggior parte dei fenomeni franosi, come quelli trattati nel presente studio, mostra accumuli detritici al piede caratterizzati da inclinazioni maggiori rispetto al corpo principale della massa mobilitata. Quindi, se da una parte si può ritenere tale elemento associato ad uno stato di equilibrio normale del materiale spostato giacente sulla superficie topografica originaria, da un'altra parte ci si chiede se, e in che modo, agenti di modellamento alla base del versante abbiano contribuito ad una permanenza nel tempo, o ad un'accentuazione, della suddetta conformazione morfologica. Nel caso delle frane in alta valle Sele, è stato osservato che gran parte dei dissesti si estende sino al fondovalle. In alcuni casi, come per la frana sismoindotta di Buoninventre, gli accumuli detritici possono produrre un ostruzione momentanea del tracciato fluviale. La presenza di un tale elemento morfologico alla base del versante, ha portato ad ipotizzare un suo contributo nel modellamento dei depositi franosi ed un'eventuale incidenza sull'inclinazione dei loro tratti terminali. A tal proposito, è stato deciso di confrontare per le tre aree campione, la carta inventario delle frane (IDL) in scala 1/5000 con la carta geomorfologica. In particolare, l'attenzione è stata focalizzata sugli alvei in approfondimento e quelli con erosione spondale, osservando in pianta e in sezione i fenomeni franosi presenti in loro prossimità.



*Figura 113 – l'immagine mostra lo schema di una frana come indicato dalla Commissione sulle frane (IAEG, 1990). In rosso è evidenziato il tratto basale della frana, oggetto di analisi.*

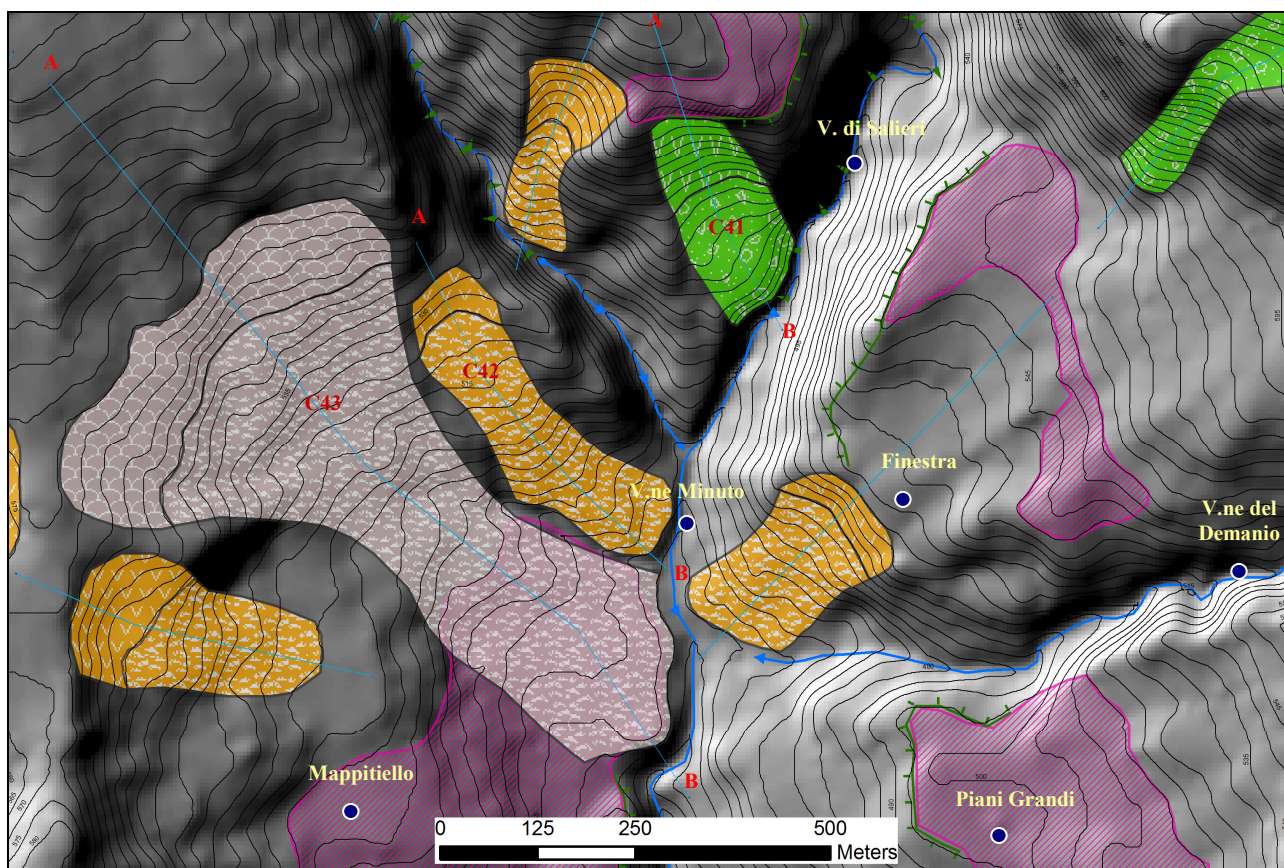


Figura 114 – Stralcio cartografico, a titolo di esempio, illustrante presso il V. Minuto la sovrapposizione della carta inventario delle frane IDL relativo all'area di Caposele, con la carta geomorfologica.

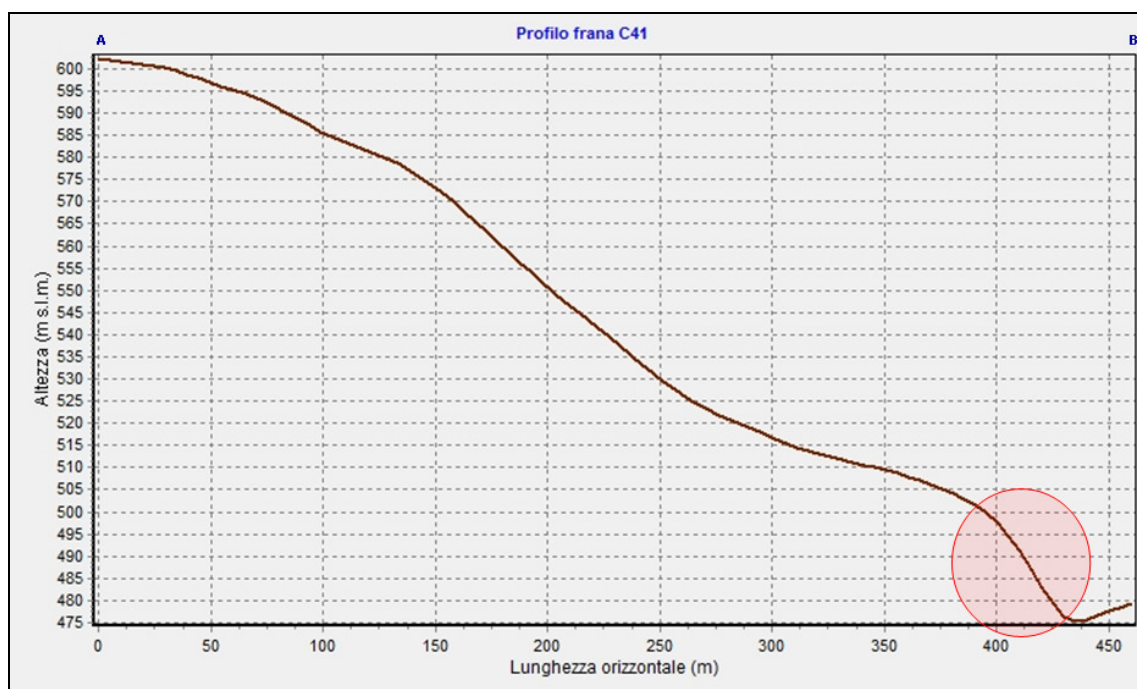
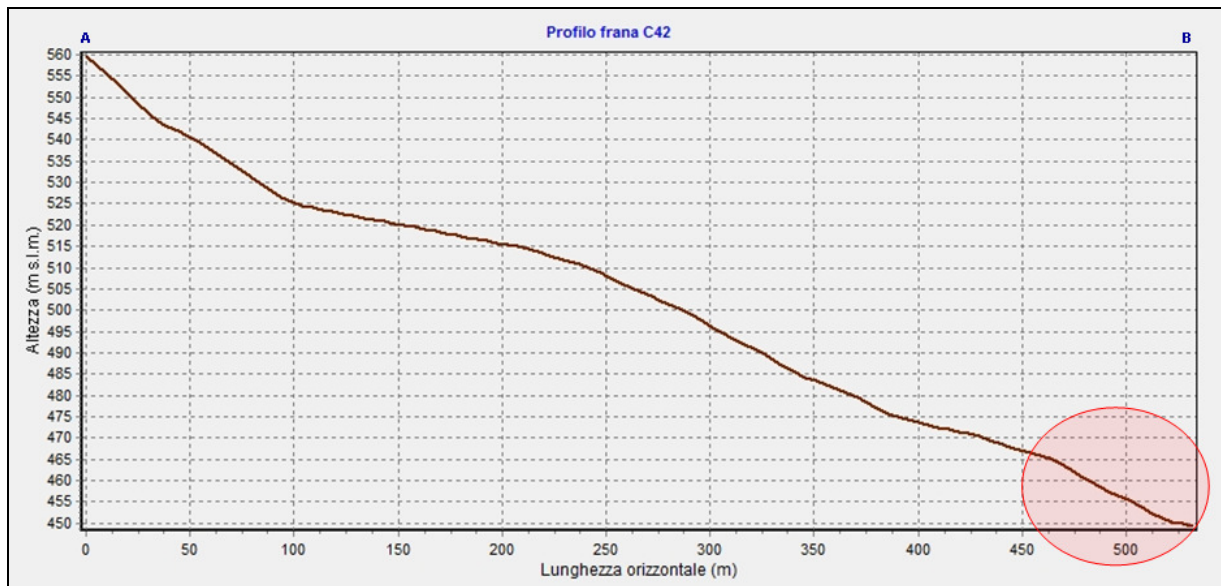
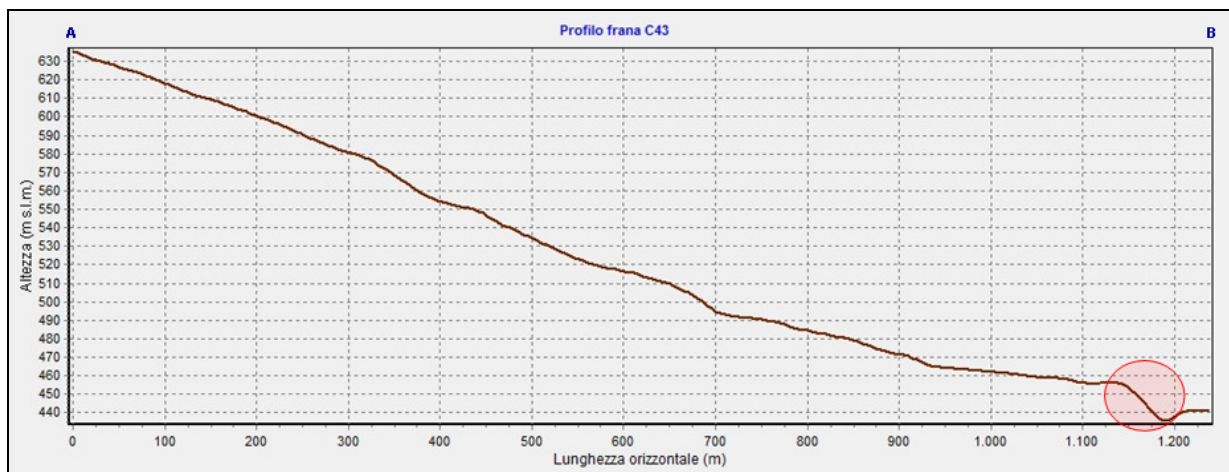


Figura 115 – Profilo topografico dello scorrimento rotazionale C41. In evidenza, con il bollino rosso, il piede della frana e l'aumento di acclività.



*Figura 116 – Profilo topografico del movimento complesso C42.*



*Figura 117 – Profilo topografico della frana di tipo colata C43.*

Al termine delle indagini è stato conteggiato, per ciascuna tipologia di movimento censito nell'inventario IDL, il numero di dissesti caratterizzati alla base da alvei in approfondimento o erosioni spondali. Le suddette condizioni sono state riscontrate per il seguente numero di casi:

- 32 movimenti complessi, su un totale di 75;
- 17 colamenti, su un totale di 40;
- 11 scorrimenti rotazionali/traslativi, su un totale di 17.

In termini percentuali, quindi, il 42.7 % delle frane complesse e il 42.5 % dei colamenti, ovvero quasi un dissesto su due, presenta incrementi di pendenza basali e la concomitante presenza di corsi d'acqua. Per quanto riguarda gli scorrimenti rotazionali, la percentuale si attesta intorno al 64.7 %, ovvero poco più della metà dei casi.



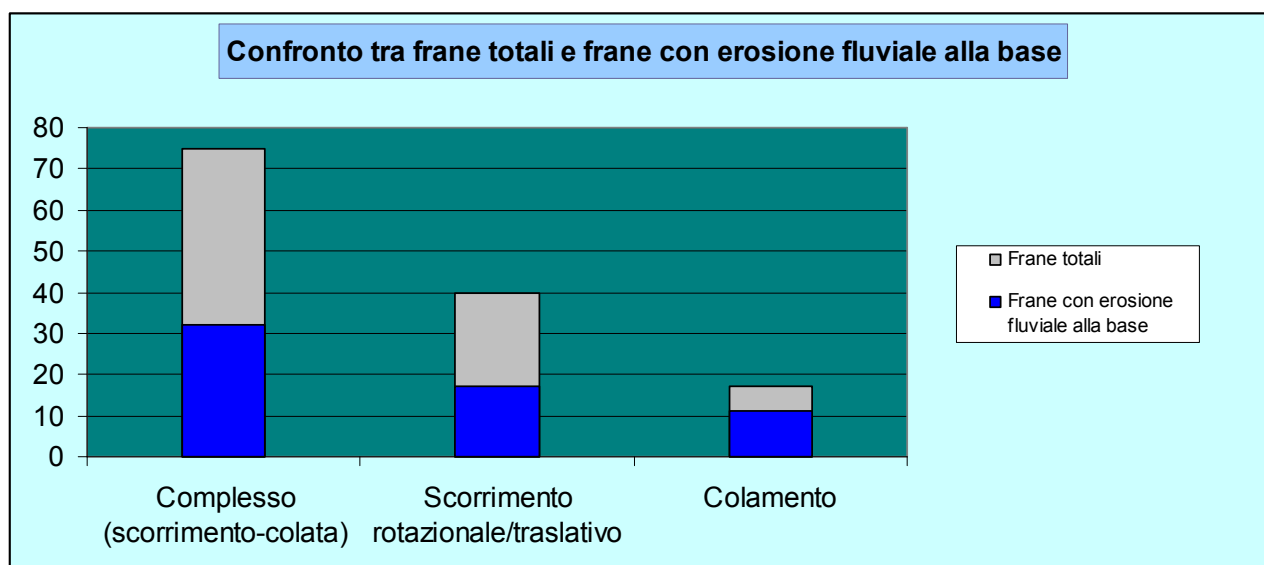


Figura 118 – Il presente grafico mostra il confronto tra il numero totale di frane censite, distinte per tipologia di movimento, e il numero di frane con incisione fluviale alla base.

Successivamente, tale indagine è ripetuta considerando esclusivamente i 48 fenomeni sismoindotti. Nella circostanza sono state ottenute le seguenti informazioni:

- 9 movimenti complessi, su un totale di 25;
- 3 colamenti, su un totale di 14;
- 5 scorrimenti rotazionali/traslato, su un totale di 9.

Il calcolo delle percentuali mostra in questo caso un valore del 36 % per le frane complesse, mentre gli scorrimenti rotazionali e i colamenti sismoindotti con corsi d'acqua in erosione alla base, sono rispettivamente 21.5 % e 55.5 %.

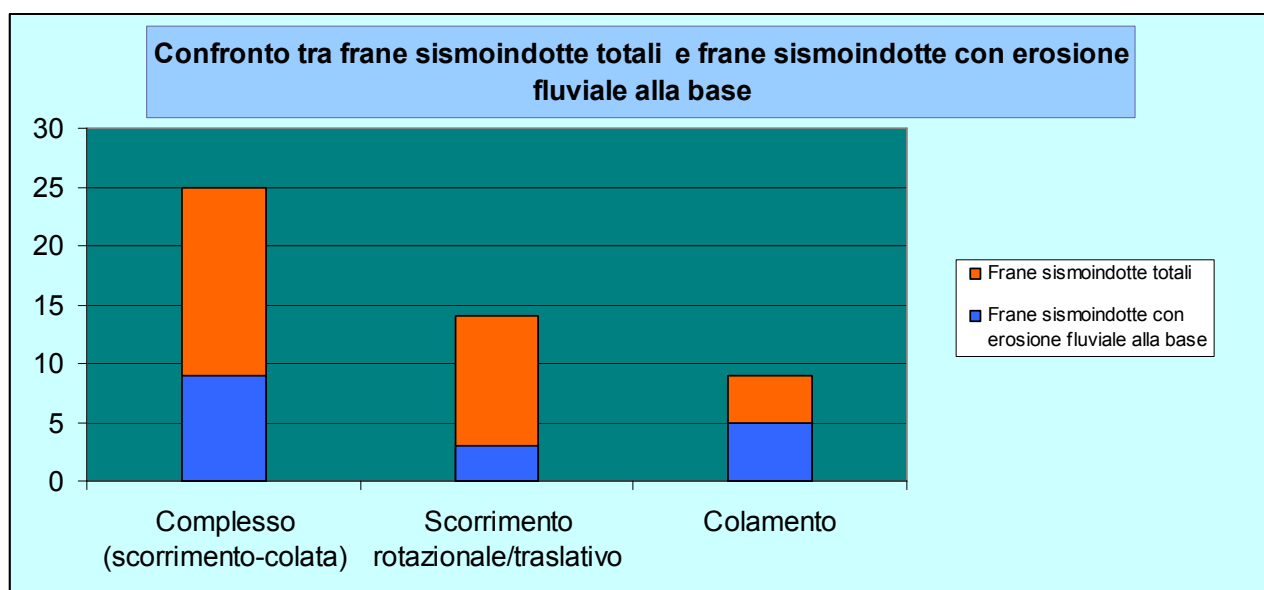
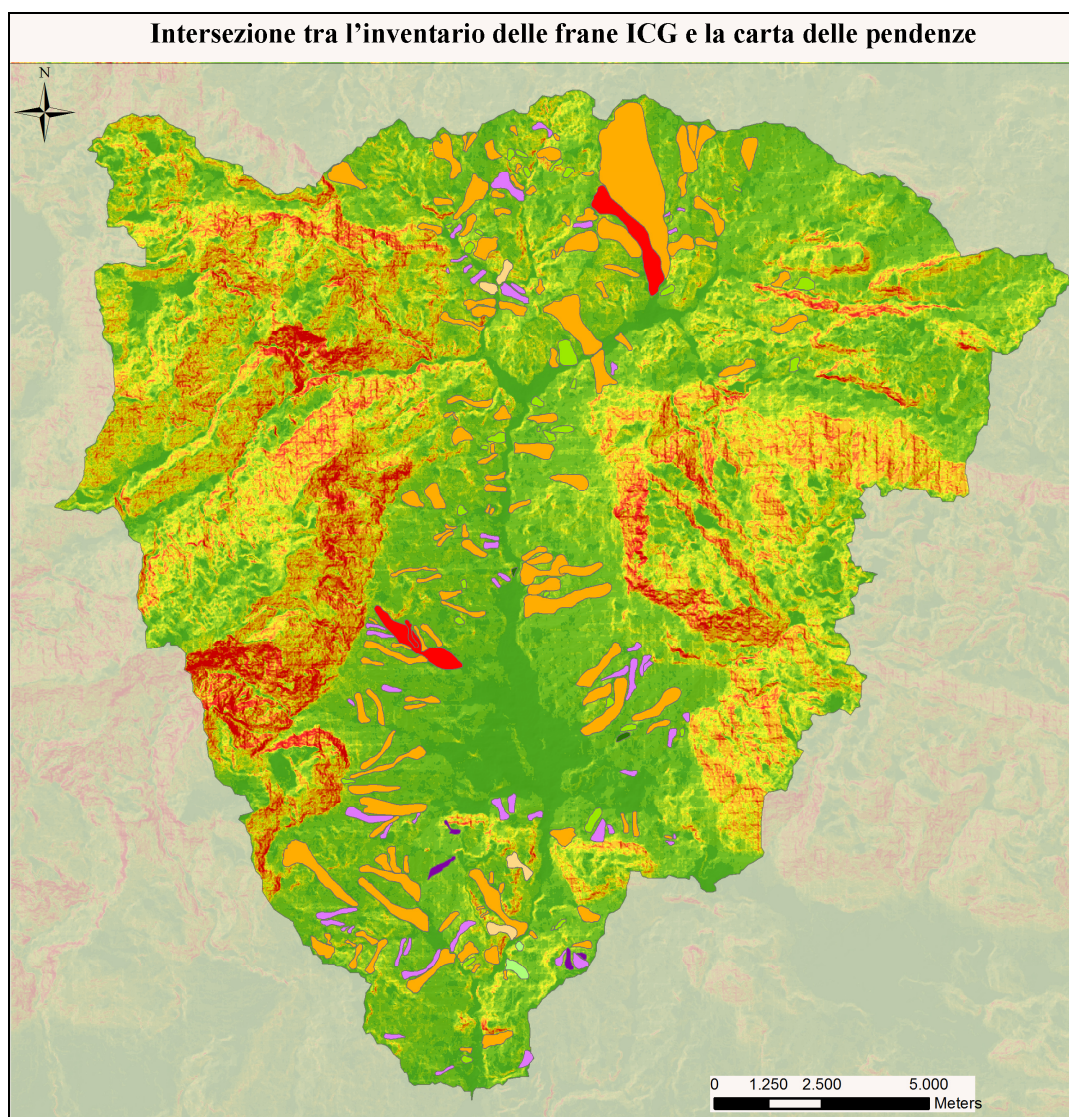


Figura 119 – All'interno del presente grafico vengono messi a confronto il numero totale di frane sismoindotte, distinte per tipologia di movimento, e il numero di frane sismoindotte con incisione fluviale alla base.

### 8.1.2 Acclività

La pendenza è notoriamente considerata uno dei fattori morfologici più importanti ed influenti sulle condizioni di stabilità dei pendii. Nel presente studio sono stati analizzati i valori medi di pendenza che contraddistinguono le varie tipologie di movimenti, ed eventuali differenze esistenti tra i fenomeni generici e quelli sismoindotti.

Il primo approccio al problema è consistito nel confronto tra l'inventario cartografico dei fenomeni franosi (ICG) alla scala 1/25000 e la carta delle pendenze con celle a 20 m. A tal proposito, oltre al prodotto cartografico originale sono stati presi in considerazione anche i diversi censimenti reperiti in fase di ricerca bibliografica, in modo da poter effettuare un adeguato confronto dei dati. Come già illustrato nel paragrafo 5.2, i fenomeni franosi trattati in questa prima fase di studio sono stati rappresentati su carta come areali senza la specifica distinzione della zona di distacco e di accumulo. Pertanto, la valutazione dei valori medi di acclività caratterizzanti le aree interessate dai processi gravitativi è da ritenersi preliminare nell'ottica di una più accurata disamina alla scala di dettaglio.



*Figura 120 – L'immagine mostra la sovrapposizione dei fenomeni franosi censiti nell'inventario ICG sulla carta delle pendenze derivata dal DEM a 20 m.*

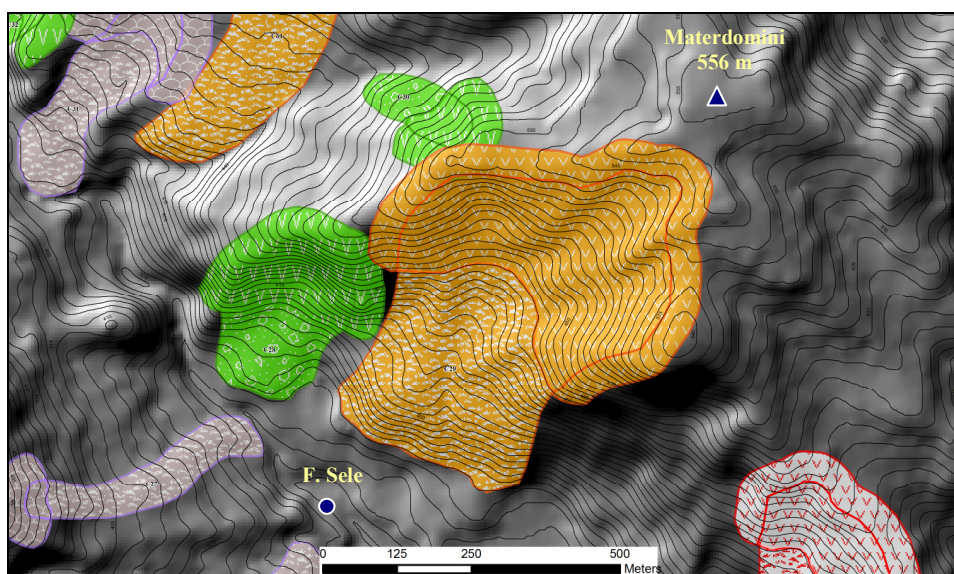
Il risultato dell'overlay frane ICG/carta delle pendenze è indicato in tabella 19. I dati mostrano una sostanziale uniformità tra le acclività caratterizzanti gli areali dei fenomeni franosi sismoindotti e le frane censite nell'inventario originale ICG. Confrontando i suddetti risultati con i valori calcolati per i diversi censimenti bibliografici, è stato possibile osservare, anche in questo caso, dati molto prossimi per le tre tipologie di movimento, fatta eccezione per i più alti valori relativi alle frane complesse censite nel progetto IFFI.

Tipologia di movimento	Pendenza media frane ADB Sele	Pendenza media frane Progetto IFFI	Pendenza media frane ICG	Pendenza media frane sismoindotte
<b>Complesso</b>	11,3	16,0	11,4	11,3
<b>Colamento</b>	10,0	10,9	10,6	10,2
<b>Scorrimento rotazionale/traslativo</b>	11,4	12,8	12,5	13,8

*Tabella 19 – Schematizzazione dei valori di pendenza medi estrapolati per gli areali delle tre tipologie di movimenti censiti.*

Questa prima valutazione non ha evidenziato alcuna particolare differenza tra i fenomeni franosi attivatisi in condizioni normali e quelli sviluppatasi in condizioni sismiche.

Al fine di approfondire la conoscenza dell'influenza della pendenza quale fattore predisponente le frane per le tre tipologie presenti è stata eseguita una nuova analisi alla scala 1/5000, sulla base del censimento in cui sono stati distinti nicchia di distacco e corpo di frana. Le pendenze sono state quindi calcolate per i due diversi elementi della frana. Inoltre, al fine di analizzare l'acclività originaria della superficie topografica precedente al dissesto è stato delineato un buffer per ciascuna frana posto al contorno della scarpata principale.



*Figura 121 – l'immagine a sinistra mostra la differenziazione della nicchia di distacco, del buffer e della zona di accumulo, eseguita nell'ambito del censimento alla scala 1/5000.*

Il buffer è stato tracciato in automatico mediante un apposito modulo di ArcGis, stabilendo un limite massimo di 50 metri dal coronamento. Quindi, attraverso un processo di sovrapposizione della carta inventario dei fenomeni franosi totali (IDL) e sismoindotti (IFS), sulla carta delle



pendenze derivata dal DEM a 5 m, è stato possibile estrapolare dati di dettaglio circa l'acclività delle tre componenti morfologiche: buffer, nicchia e accumulo. Le tabelle 20 e 21, di seguito riportate, mostrano rispettivamente i risultati relativi ai valori medi di acclività e i termini massimi e minimi ottenuti per le tutte le frane generiche segnalate.

Frane totali censite nell'inventario IDL alla scala 1/5000			
Tipologia di movimento	Pendenza media buffer (gradi)	Pendenza media nicchia (gradi)	Pendenza media corpo di frana (gradi)
Complesso (scorrimento-colata)	13,7	23,07	15,01
Scorrimento rotazionale/traslato	15,6	27,80	19,26
Colamento	13,1	20,22	14,83

*Tabella 20 – Valori medi del buffer, della nicchia di distacco e del corpo di frana, estrapolati per le frane totali censite nell'inventario IDL alla scala 1/5000.*

Frane totali censite nell'inventario IDL alla scala 1/5000	Pendenza buffer (gradi)		Pendenza nicchia (gradi)		Pendenza corpo di frana (gradi)	
Tipologia di movimento	Max	Min	Max	Min	Max	Min
Complesso (scorrimento-colata)	25,4	7,8	42	14	23,6	8,6
Scorrimento rotazionale/traslato	24,1	9,7	42	17,3	28	12,7
Colata	24	7,3	34	15	21	11,09

*Tabella 21 – Valori di pendenza massimi e minimi registrati per ciascuna componente morfologica relativa alle frane totali censite nell'inventario IDL alla scala 1/5000.*

Osservando i valori medi di pendenza relativi ai buffer della nicchia, si nota che per i fenomeni complessi e i colamenti i dati si attestano intorno ai 13°, diversamente dall'area al contorno degli scorrimenti rotazionali che mostra invece valori leggermente più elevati, pari a 15,6°. Per ciò che concerne le superfici di distacco, le pendenze medie più elevate sono mostrate dagli scorrimenti con 27,8°, mentre, le frane complesse e i colamenti presentano inclinazioni decisamente inferiori, rispettivamente con 23,07° e 20,22°. Infine, il calcolo dell'acclività del corpo di frana, ha evidenziato una vicinanza di valori tra i movimenti complessi e i colamenti, entrambi intorno ai 15°, mentre, anche in questo caso i dati relativi agli scorrimenti si presentano più elevati, nella fattispecie con 19,26°. Nel computo totale, confrontando i risultati inerenti le tre tipologie, si nota una quasi uniformità dei valori relativi alle frane complesse e ai colamenti in tutti i settori, diversamente dai fenomeni da scorrimento, caratterizzati in genere da pendenze di poco più elevate.

La procedura d'indagine applicata alle frane generali è stata eseguita allo stesso modo anche per i movimenti sismoindotti. Le tabelle 22 e 23 illustrano i risultati ottenuti.

Frane sismoindotte censite nell'inventario IFS alla scala 1/5000			
Tipologia di movimento (frane sismoindotte)	Pendenza media buffer (gradi)	Pendenza media nicchia (gradi)	Pendenza media massa mobilitata (gradi)
Complesso (scorrimento-colata)	11,7	21,5	14,4
Scorrimento rotazionale/traslativo	12,3	26,2	17,5
Colamento	13,3	19,7	14,2

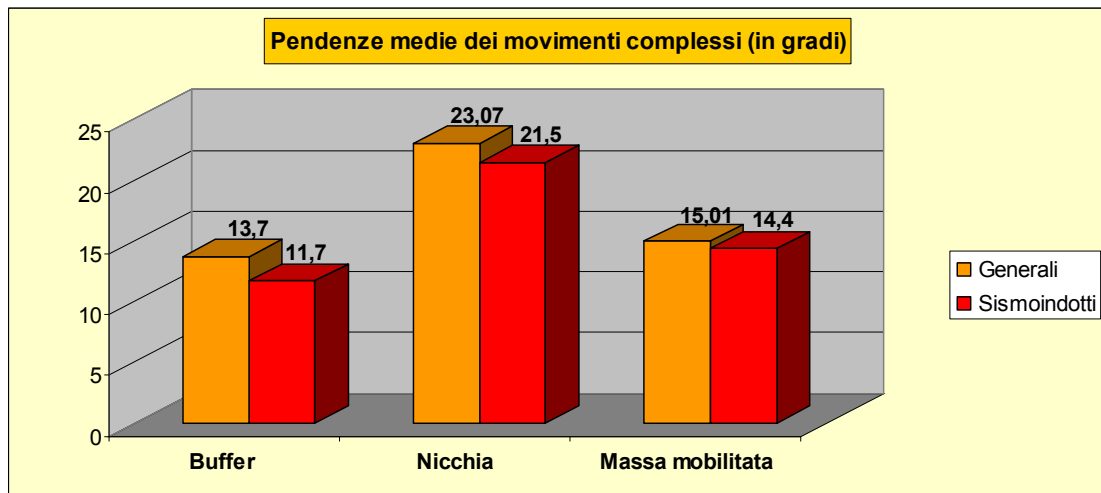
Tabella 22 – Schema raffigurante i valori medi del buffer, della nicchia di distacco e della massa mobilitata, delle frane sismoindotte censite alla scala 1/5000 nell'inventario IFS.

Frane sismoindotte IFS alla scala 1/5000	Pendenza buffer (gradi)		Pendenza nicchia (gradi)		Pendenza massa mobilitata (gradi)	
Tipologia di movimento (frane sismoindotte)	Max	Min	Max	Min	Max	Min
Complesso (scorrimento-colata)	23,1	7,4	31,5	15	20	8,6
Scorrimento rotazionale/traslativo	24,2	8,6	42	14,2	28	10,4
Colata	24	10,5	34	13,3	20,0	10,1

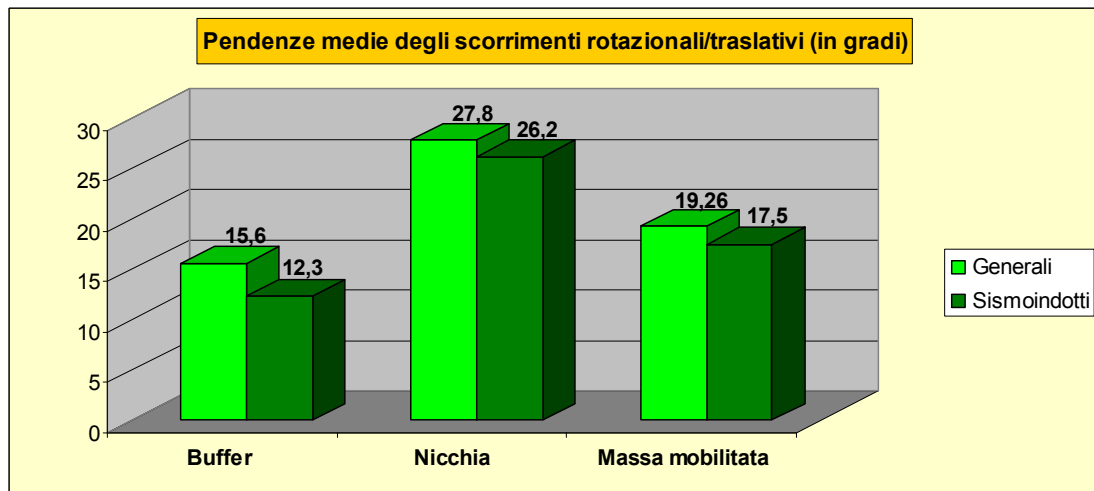
Tabella 23 – Pendenze massime e minime calcolate per ciascuna componente morfologica associata ai diversi tipi di movimenti sismoindotti censiti alla scala 1/5000 nell'inventario IFS.

Da quello che si può osservare, le pendenze medie calcolate per il buffer delle tre tipologie di movimenti sismoindotti, sono molto prossimi con valori che vanno da un massimo di 13,3° per i colamenti e un minimo di 11,7° per le frane complesse. La situazione riguardante le nicchie di distacco, invece, mostra analogamente a quanto osservato per le frane generiche, un dato medio più elevato per le gli scorrimenti, con 26,2°, e dati relativamente più bassi per i movimenti complessi e i colamenti, rispettivamente con 21,5° e 19,7°. Infine, sempre in riferimento a quest'ultime due tipologie cinematiche, è stato osservato che le pendenze medie del corpo di frana sono rappresentate da valori intorno ai 14°, diversamente dai cumuli degli scorrimenti, invece, che si caratterizzano con 17,5° in media.

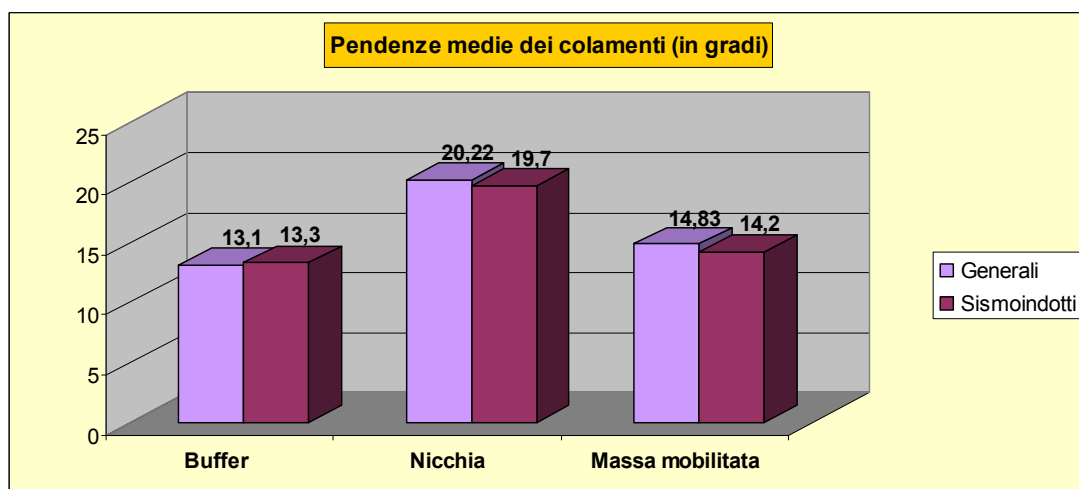
I grafici nelle successive figure 122, 123 e 124 mostrano il confronto tra i dati di acclività delle frane totali con quelli delle frane sismoindotte. Per ciascuna delle tre tipologie di movimento è stata riscontrata un'analogia tra i valori di entrambe le categorie di dissesti. In pratica, i risultati concernenti il buffer, la nicchia e la zona di accumulo, variano in alcuni casi solo di uno o due gradi, ed esclusivamente in una circostanza, ovvero per il buffer degli scorrimenti rotazionali, si è osservato una differenza di 3 gradi, con una superiorità di valore relativa alle frane totali.



*Figura 122 – Confronto tra le pendenze dei movimenti complessi generali e sismoindotti.*



*Figura 123 – Confronto tra le pendenze degli scorrimenti rotazionali/traslativi generali e sismoindotti.*



*Figura 124 – Confronto tra le pendenze dei colamenti generali e sismoindotti.*



### 8.1.3 Altezza di innesco

L'ultimo aspetto morfologico, approfondito nel corso dell'analisi dei fattori morfologici, è l'altezza di innesco dei fenomeni franosi sul versante, espressa come percentuale rispetto all'energia di rilievo locale. Questo tipo d'indagine ha riguardato i dissesti censiti alla scala 1/5000, di cui fanno parte i 132 casi dell'inventario IDL riconosciuti nelle tre aree campioni, e le 48 frane sismoindotte dell'inventario IFS presenti in tutto il territorio dell'alta valle del fiume Sele. Nella fattispecie, considerando l'energia di rilievo locale in termini percentuali, dove lo spartiacque corrisponde al 100% e il fondovalle al valore minimo, si è provveduto, per ciascuna frana, al calcolo del relativo livello di attivazione. Per tale calcolo sono stati utilizzati i seguenti parametri (fig. 125):

- quota massima della zona di distacco ( $Q_{max}$ );
- quota minima del piede della frana ( $Q_{min}$ );
- la quota dello spartiacque ( $Q_s$ );
- la quota del fondovalle ( $Q_f$ );
- l'energia di rilievo locale ( $E_{rl}$ ), dato dalla differenza tra il valore altimetrico dello spartiacque ( $Q_s$ ) e quello del fondovalle ( $Q_f$ );
- il dislivello tra nicchia e fondovalle ( $D_{nf}$ ), porzione del versante compresa tra il punto d'innesco della frana ( $Q_{max}$ ) e la base del versante ( $Q_f$ ).

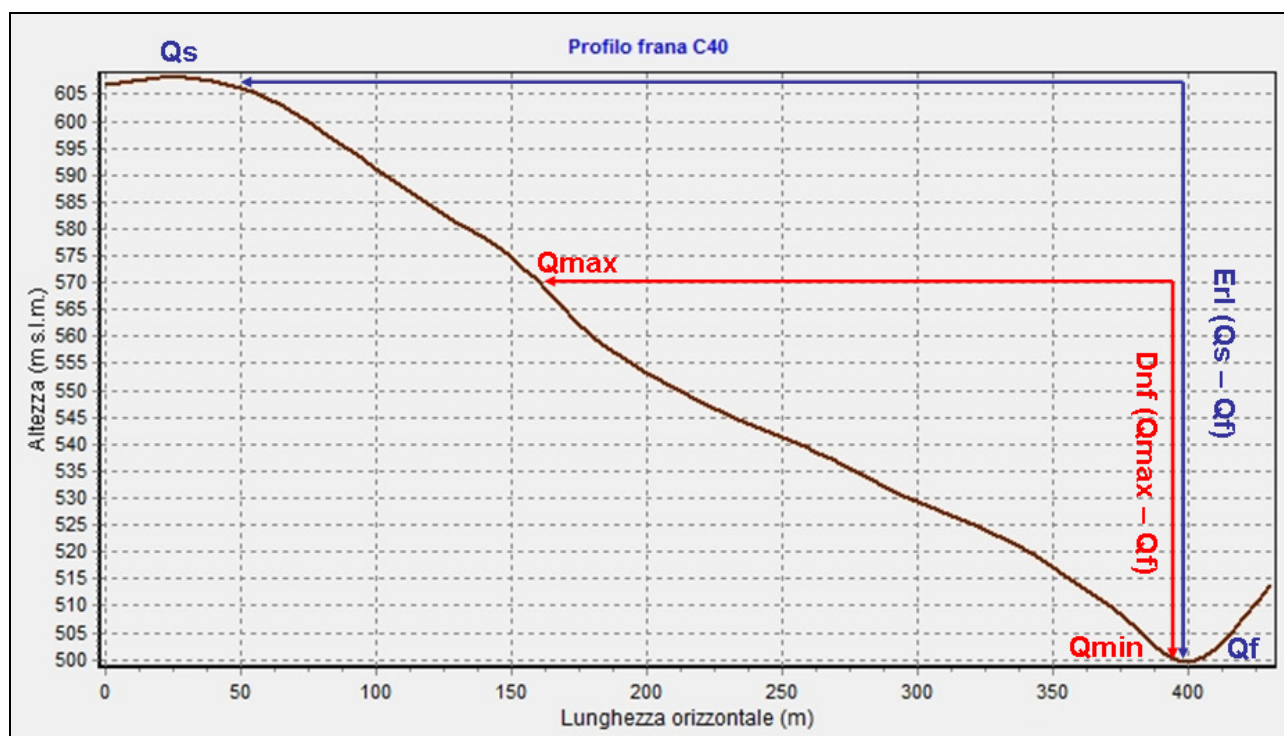
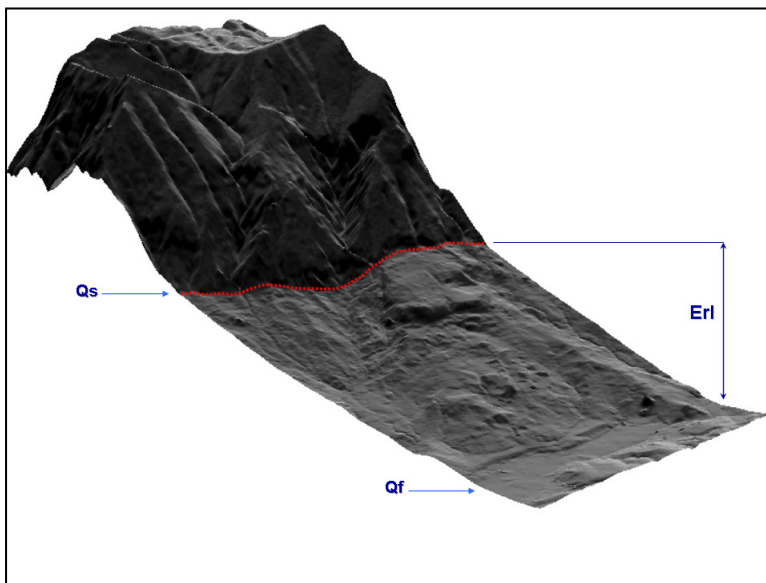


Figura 125 – Profilo topografico del movimento di versante a cinematismo complesso C40. In evidenza i parametri di base e derivati utilizzati nella valutazione dell'altezza di innesco dei dissesti: quota massima della nicchia ( $Q_{max}$ ), quota minima del piede ( $Q_{min}$ ), quota dello spartiacque ( $Q_s$ ), quota del fondovalle ( $Q_f$ ), dislivello nicchia – fondovalle ( $D_{nf}$ ), energia di rilievo locale ( $E_{rl}$ ).

In relazione al quadro appena illustrato c'è da precisare un aspetto. Come si è avuto modo di appurare dalle analisi precedenti, in alta valle Sele vi sono contesti paesaggistici fortemente influenzati dalle condizioni geologiche locali. Ambiti territoriali caratterizzati esclusivamente dalla natura terrigena delle sequenze flyschoidi cretache e terziarie, presentano attualmente una morfologia collinare con rilievi isolati. Ciò si può osservare, ad esempio, nel settore settentrionale dell'area di studio, in prossimità del confine con l'adiacente bacino dell'Ofanto. Altri casi, invece, si contraddistinguono per la presenza di un substrato in parte costituito da depositi terrigeni e in parte rappresentato da potenti sequenze carbonatiche, come è riscontrabile in sinistra e destra idrografica della valle. Tale contrapposizione si riflette sul quadro morfologico del versante, il cui profilo si presenta segmentato, con un tratto più articolato ed acclive in corrispondenza del substrato carbonatico, e con una sezione dolce e poco pendente in relazione ad un sottosuolo terrigeno. Dal momento che i fenomeni franosi oggetto di studio si sviluppano integralmente nei terreni



flyschoidi è stato ritenuto opportuno distinguere i due diversi contesti geomorfologici, eseguendo in maniera disgiunta il calcolo delle altezze di innesco. Nel caso dei versanti terrigeni confinati a monte dai rilievi carbonatici, al posto dello spartiacque topografico è stato assunto come sommità del pendio il punto di contatto tra i due diversi complessi litologici, considerando la relativa quota per le successive valutazioni.

*Figura 126 – L'immagine 3d sovrastante mostra un versante flyschoidi confinato a monte da rilievi carbonatici presso la zona di Senerchia. Il tratteggio rosso indica la zona di contatto tra le due diverse unità litologiche.*

La stima dell'altezza di innesco ( $H_i$ ) dei dissesti, sia per i casi generali che per i sismoindotti, è stata ottenuta mediante la seguente formula:

$$H_i = (D_{nf} \cdot 100) / E_{rl}$$

dove  $D_{nf}$  e  $E_{rl}$  vengono ottenuti rispettivamente secondo le seguenti equazioni:

$$D_{nf} = Q_{max} - Q_f$$

$$E_{rl} = Q_s - Q_f$$

### 8.1.3.1 Rilievi flyschoidi isolati

Attraverso l'analisi alla scala di dettaglio condotta nelle tre aree campione di Caposele, Senerchia e Oliveto Citra, sono state riconosciute in totale 127 frane di cui, in particolare, 25 sismoindotte, sviluppatesi presso rilievi collinari isolati in flysch. Ricavando per ciascun fenomeno i dati di base necessari, è stato possibile pervenire al calcolo dell'altezza d'innescò applicando le formule precedentemente indicate. I dati relativi ad ognuna delle frane esaminate sono riportati nel database di sintesi illustrato nel paragrafo 8.4, mentre, di seguito vengono indicati i valori medi stimati per ciascuna tipologia di movimento:

Tipologia di movimento	Altezza d'innescò media (%) frane generali IDL	Altezza d'innescò media (%) frane sismoindotte IFS
Complesso (scorrimento-colata)	76,5	82,4
Scorrimento rotazionale/traslato	71,1	68,8
Colamento	63,0	62,2

*Tabella 24 – Valori medi delle altezze d'innescò calcolate in funzione della tipologia di movimento, distinti in casi generali e sismoindotti.*

Da una prima osservazione dei valori medi riportati in tabella 24, si nota che tra le frane generali e tra i dissesti sismoindotti vi sono dati molto prossimi tra loro. La differenza più consistente la si riscontra nei fenomeni complessi, dove, le frane indotte da terremoti presentano valori medi superiori di sei punti percentuali rispetto ai casi generali. I dati così ottenuti mostrano una tendenza da parte delle frane complesse e degli scorrimenti ad attivarsi nei rilievi isolati ad un'altezza del versante intorno al 70 – 80 %, mentre, i colamenti, si attiverebbe più in basso, poco oltre la metà del pendio, intorno al 63 % circa. C'è da considerare, tuttavia, che i suddetti valori sono stati ottenuti attraverso una media di dati compresi in un range molto ampio. Quindi, per comprendere al meglio la distribuzione dei valori e approfondire la tendenza di innescò lungo il versante, sono stati conteggiati i casi di frana in base a classi di altezze d'innescò. Nella fattispecie, sono state ideate cinque classi con un intervallo di 20 punti percentuali dal 0 al 100%. Tale operazione è stata svolta per entrambe le categorie di dissesti, quelli generali e quelli sismoindotti. Di seguito, in tabella 25 e 26 vengono illustrati i dati ottenuti:

Tipologia di movimento	Numero di frane generali IDL per classi di altezza (%)					
	0-20	20-40	40-60	60-80	80-100	Tot
Complesso (scorrimento-colata)	0	5	3	17	30	55
Scorrimento rotazionale/traslato	0	2	5	1	8	16
Colamento	1	5	8	7	10	31

*Tabella 25 – Numero di frane generali per classe di altezza di innescò (%).*



Tipologia di movimento	Numero di frane sismoindotte IFS per classi di altezza (%)					
	0-20	20-40	40-60	60-80	80-100	Tot
Complesso (scorrimento-colata)	1	0	1	1	8	11
Scorrimento rotazionale/traslativo	1	0	2	1	4	8
Colamento	0	1	2	1	2	6

Tabella 26 – Numero di frane sismoindotte per classe di altezza di innesco (%).

Osservando nel dettaglio il numero di frane in base alle classi di altezza, si riscontra che:

- 1) i movimenti complessi, sia normali che sismoindotti, presentano una tendenza all'innesco nella metà superiore del versante con una frequenza maggiore (30 casi generali e 8 sismoindotti) nell'ultima frazione in prossimità dello spartiacque;
- 2) gli scorrimenti rotazionali/traslativi generali mostrano un numero maggiore di casi nella classe 40-60 % e 80-100%, cioè una tendenza ad attivarsi intorno alla metà e alla sommità del versante. I movimenti appartenenti allo stesso cinematismo, ma sismoindotti, presentano un maggior numero di casi nella frazione più elevata del versante;
- 3) i colamenti generali mostrano il maggior numero di casi (10) nella classe 80-100%, tuttavia, una frequenza molto elevata è stata riscontrata anche nelle altre classi, fatta eccezione per la più bassa (0-20%), ciò ad indicare una non precisata tendenza all'innesco in un dato settore del pendio. I colamenti sismoindotti, sebbene rappresentati da un numero esiguo di casi, non evidenziano, in analogia a quanto osservato precedentemente, una particolare tendenza all'innesco lungo lo sviluppo del versante.

I dati suesposti sono stati opportunamente illustrati attraverso i grafici in figura 127 e 128, riportati di seguito.

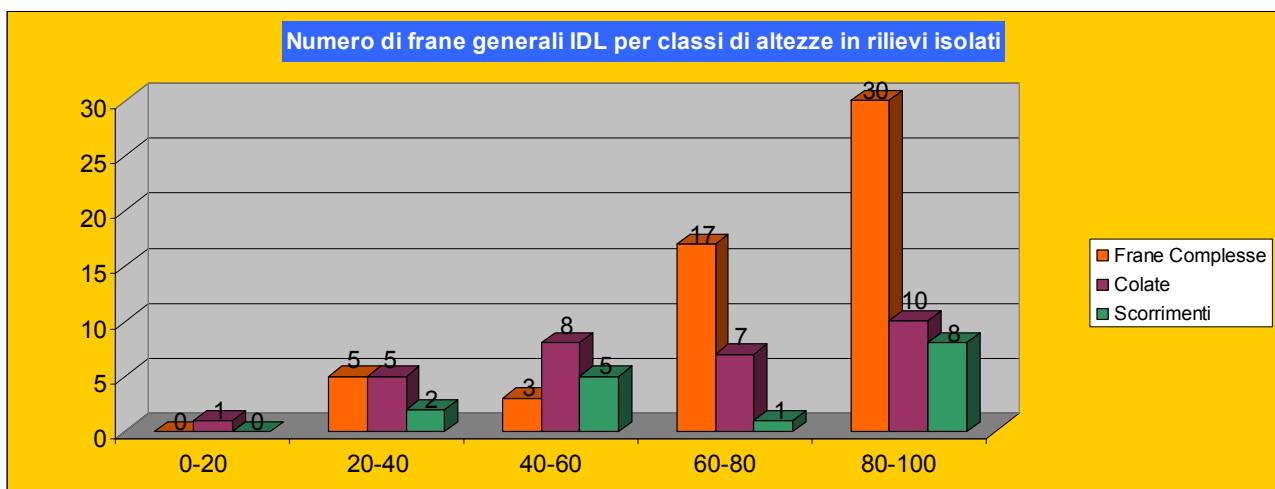


Figura 127 – Il grafico illustra, in base alla tipologia cinematica, la distribuzione delle frane generali IDL nelle cinque classi di altezze di innesco.

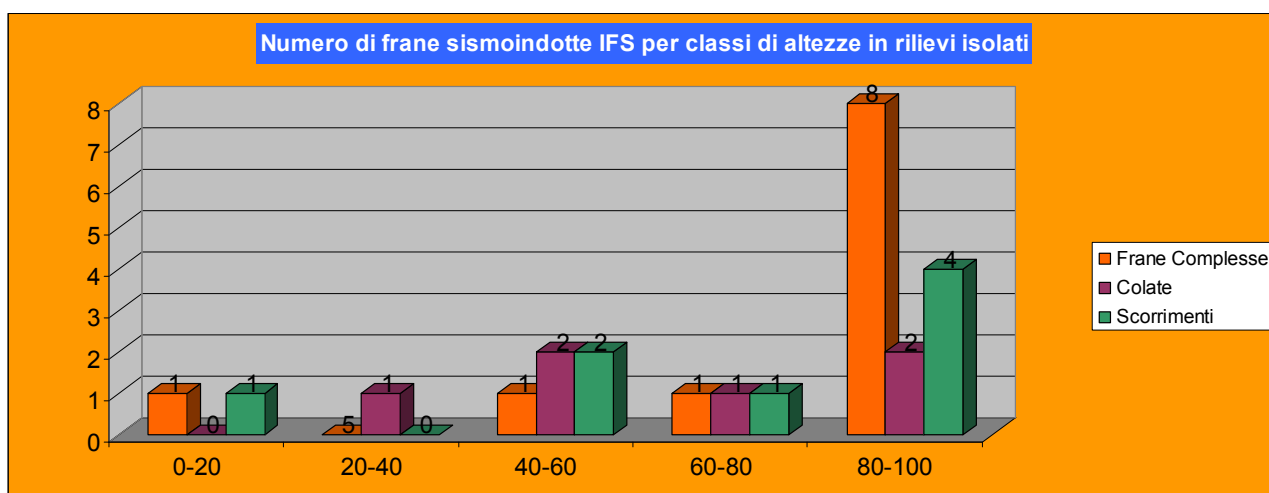


Figura 128 – Numero di frane sismoindotte, per tipologia di movimento, in base alle classi di altezze di innesco.

### 8.1.3.2 Versanti terrigeni confinati

In corrispondenza dei contesti morfologici contraddistinti da versanti in flysch confinati a monte da alti rilievi carbonatici, sono state riconosciute alla scala di dettaglio 30 frane generali e 23 movimenti sismoindotti. La valutazione dei valori medi delle altezze di innesco per ciascuna tipologia cinematica, ha prodotto i seguenti risultati:

Tipologia di movimento	Altezza d'innesco media (%) frane generali IDL	Altezza d'innesco media (%) frane sismoindotte IFS
Complesso (scorrimento-colata)	63,6	63,5
Scorrimento rotazionale/traslato	32,1	53,2
Colamento	76,8	72,4

Tabella 27 – Valori medi delle altezze di innesco calcolate in funzione della tipologia di movimento, distinti in casi generali e sismoindotti.

I dati esposti in tabella 27 mostrano un'affinità tra le altezze di innesco dei movimenti generali e sismoindotti nei casi complessi e nei colamenti. Gli scorrimenti, invece, presentano una differenza di valori, con le sismoindotte caratterizzate dal 53,2 % di altezza rispetto al 32,1 % dei casi generali. A tal proposito, tuttavia, c'è da precisare che il numero di frane appartenenti a questa tipologia cinematica risulta essere basso (1 caso per le frane generali e 6 per le sismoindotte), pertanto, l'informazione conseguita risulta condizionata dall'esiguità del campione.

Analogamente a quanto svolto per i contesti morfologici caratterizzati da rilievi collinari isolati, è stata eseguita una valutazione del numero di frane per ognuna delle cinque classi di altezze. Nelle tabelle 28 e 29 sono illustrati rispettivamente i dati relativi ai dissesti generali e a quelli indotti da terremoti.

Tipologia di movimento	Numero di frane generali IDL per classi di altezza (%)					
	0-20	20-40	40-60	60-80	80-100	Tot
<b>Complesso (scorrimento-colata)</b>	1	1	9	2	7	<b>20</b>
<b>Scorrimento rotazionale/traslativo</b>	0	1	0	0	0	<b>1</b>
<b>Colamento</b>	0	0	1	5	3	<b>9</b>

*Tabella 28 – Numero di frane generali per classe di altezza di innesco (%).*

Tipologia di movimento	Numero di frane sismoindotte IFS per classi di altezza (%)					
	0-20	20-40	40-60	60-80	80-100	Tot
<b>Complesso (scorrimento-colata)</b>	0	2	4	3	5	<b>14</b>
<b>Scorrimento rotazionale/traslativo</b>	1	2	1	0	2	<b>6</b>
<b>Colamento</b>	0	0	1	1	1	<b>3</b>

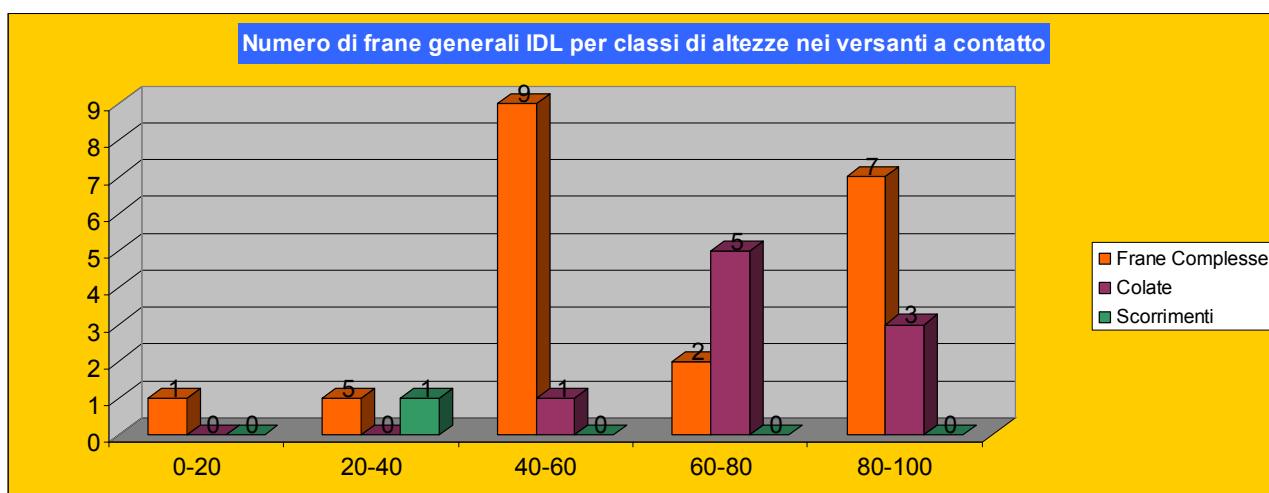
*Tabella 29 – Numero di frane sismoindotte per classe di altezza di innesco (%).*

Osservando il contenuto delle tabelle suesposte si può constatare quanto segue:

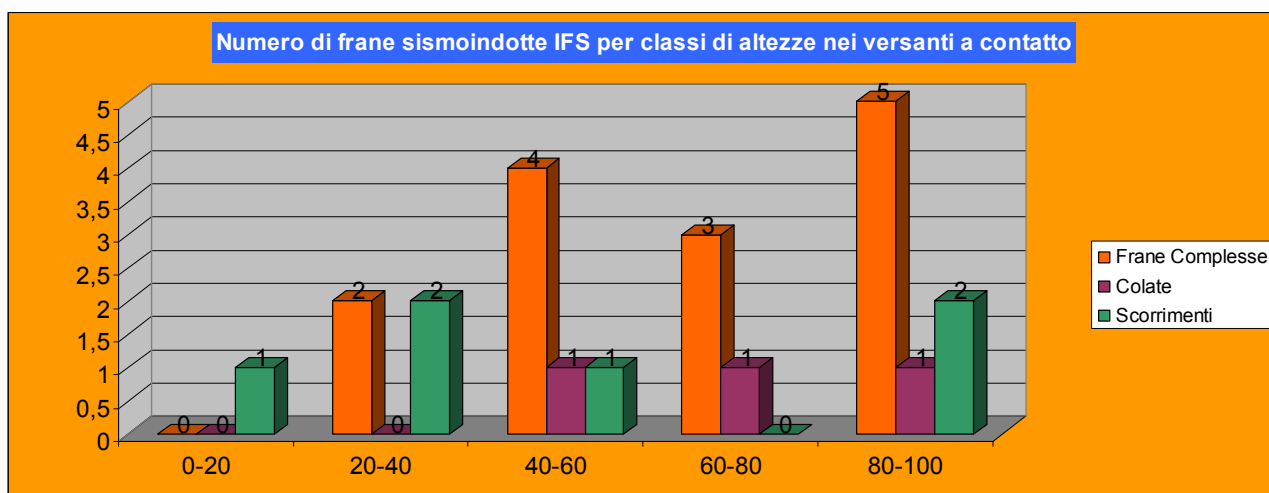
- 1) i movimenti complessi generali mostrano una maggiore tendenza all'innesco in due classi, in primis nella classe 40-60 %, corrispondente alla zona centrale del versante, e in forma di poco subordinata nella classe 80-100 %, in prossimità del vertice alto. I fenomeni sismoindotti appartenenti alla stessa categoria, invece, mostrano una predilezione all'innesco nella parte alta del versante, in prossimità del contatto con l'adiacente rilievo carbonatico, con 5 casi nella classe 80-100 % e 3 casi nella classe 60-80 %, ovvero, oltre la metà delle frane totali si sviluppa nel restante 40 % del pendio verso la sommità;
- 2) sebbene vi sia un'esiguità di dati disponibili per il genere di frane con cinematismo di tipo scorrimento, si può osservare tanto per le frane generali quanto per le sismoindotte, una tendenza allo sviluppo nella parte bassa del versante, in prossimità del fondovalle;
- 3) per quanto riguarda i colamenti, nei casi generali si osserva una frequenza maggiore di sviluppi nella classe 60-80 %, e in misura minore in quella 80 – 100 %, a dimostrazione di una propensione all'attivazione verso la sommità del versante. I colamenti sismoindotti riscontrati sono in totale 3, e si distribuiscono equamente nelle tre classi che vanno dal 40 % al 100%, dimostrando, anche se in forma meno marcata, una tendenza all'attivazione della metà alta del versante.

Le informazioni ricavate, relative al numero di frane per classi di altezze, sono state opportunamente illustrate nei grafici in figura 129 e 130, di seguito rappresentati.





*Figura 129 – Rapporto tra numero di frane generali e classi di altezze di innesco.*



*Figura 130 – Il grafico mostra il numero di frane sismoindotte attivate nelle cinque classi percentuali di altezze di innesco.*

## 8.2 La litologia nello sviluppo delle frane

### 8.2.1 Analisi alla scala 1/25000

Contestualmente all'approfondimento degli aspetti morfologici dei fenomeni franosi a cinematisma lento, si è provveduto ad analizzare un altro fattore particolarmente influente nello sviluppo dei movimenti di versante, ovvero il contesto geolitologico. A valle della realizzazione degli elaborati in scala 1/25000 è stata svolta, in via preliminare, un'analisi dell'intero bacino, impiegando come strumenti di base il censimento ICG delle aree in frana e la carta geolitologica di tutta l'alta valle Sele. Tale studio ha consentito di pervenire ad una prima valutazione del rapporto esistente tra innesco dei fenomeni gravitativi e litologie affioranti. Come si è ampiamente avuto modo di puntualizzare nei capitoli precedenti, la carta geolitologica, elaborata alla scala di bacino, è stata realizzata impiegando come base i fogli geologici Carg in scala 1/50000, mantenendo inalterate le informazioni in essi contenute. Dal punto di vista operativo, avendo delineato nel censimento gli areali delle zone interessate da dissesti, e dovendo estrapolare le sole informazioni relative alle litologie presenti all'innesco, sono stati posizionati in corrispondenza della quota massima di ogni areale, elementi puntuali in formato shapefile. La realizzazione di tali oggetti è stata finalizzata ad una loro intersezione con la carta geolitologica, in modo da poter pervenire alle informazioni ricercate. Come illustrato in tabella 30, si è poi provveduto al calcolo del



*Figura 131 – Stralcio cartografico illustrante la sovrapposizione degli areali di frana ICG sulla carta geolitologica in scala 1/25000. E' possibile osservare nella zona di innesco di ciascun dissesto l'elemento puntuale impiegato per l'intersezione con la carta geolitologica per l'estrapolazione dei dati.*

visione più chiara sulla predisposizione allo sviluppo di

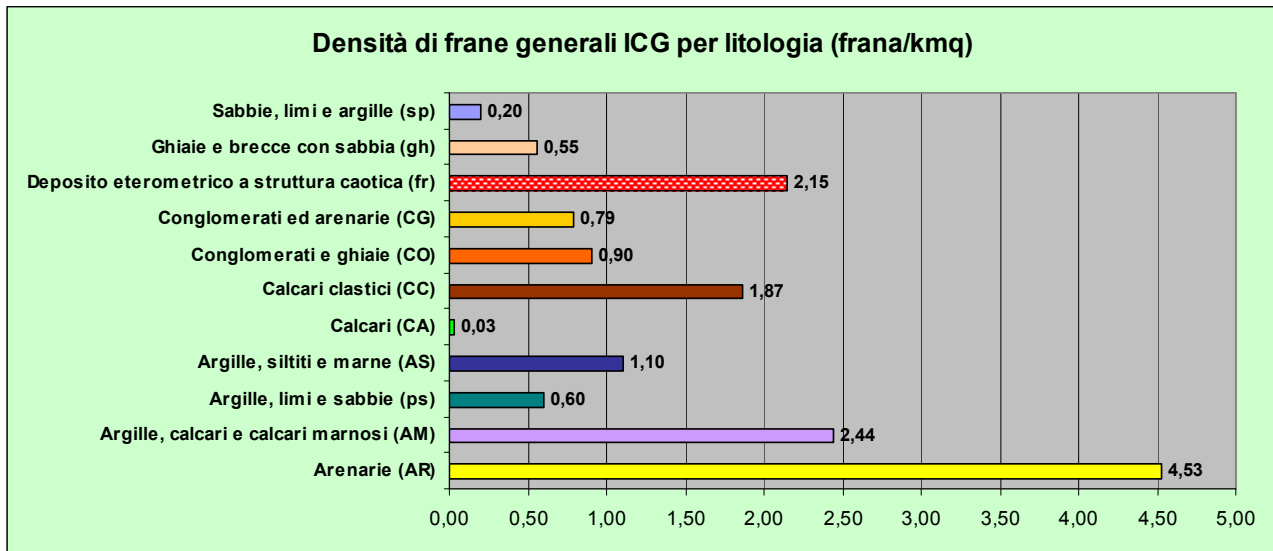
movimenti di versante per ciascuna litologia. Tuttavia, ciò non ha fornito una chiara visione sulla predisposizione di ciascuna tipologia di frana a svilupparsi in determinate litologie, ciò dal momento che alcuni complessi litologici presentano un'estensione areale maggiore di altri. Per far fronte a questo aspetto, si è dapprima provveduto alla valutazione delle aree di ciascuna classe litologica all'interno del bacino dell'alta valle del Sele, quindi, è stato possibile stimare la densità di frana (sia in generale che per tipologia di movimento) per ogni complesso litologico. Tale calcolo è stato effettuato rapportando il numero di dissesti all'estensione areale valutata in precedenza. Ciò ha consentito, quindi, di avere una

Tipologia di movimento	Arenarie (AR)	Argille, calcari e marnosi (AM)	Argille, limi e sabbie (ps)	Argille, siltiti e marne (AS)	Calcari (CA)	Calcari clastici (CC)	Conglomerati e ghiaie (CO)	Conglomerati ed arenarie (CG)	Deposito eterometrico a struttura caotica (fr)	Ghiaie e breccie con sabbia (gh)	Sabbie, limi e argille (sp)
Complesso (scorrimento – colata)	5	19	1	0	1	55	6	14	24	13	1
Colamento	0	15	0	1	1	13	3	5	13	4	2
Scorrimento rotazionale/traslativo	1	4	0	0	2	14	1	6	8	2	0
Frane totali censite	6	38	1	1	4	82	10	25	45	19	3
Aree delle formazioni affioranti (kmq)	1,3241	15,5896	1,6722	0,9069	121,0659	43,9121	11,0959	31,6908	20,9559	34,2833	14,8974
Densità di frana generale (frana/km <sup>2</sup> )	4,53	2,44	0,60	1,10	0,03	1,87	0,90	0,79	2,15	0,55	0,20
Densità dei movimenti complessi per litologia (frana/km <sup>2</sup> )	3,78	1,22	0,60	0,00	0,01	1,25	0,54	0,44	1,15	0,38	0,07
Densità dei colamenti per litologia (frana/km <sup>2</sup> )	0,00	0,96	0,00	1,10	0,01	0,30	0,27	0,16	0,62	0,12	0,13
Densità degli scorrimenti per litologia (frana/km <sup>2</sup> )	0,76	0,26	0,00	0,00	0,02	0,32	0,09	0,19	0,38	0,06	0,00

*Tabella 30 – Nello schema sopraindicato sono indicati il numero di frane innescatesi in ciascuna classe litologica, l'estensione areale delle litologie e i valori di densità di frane per cinematisimo.*

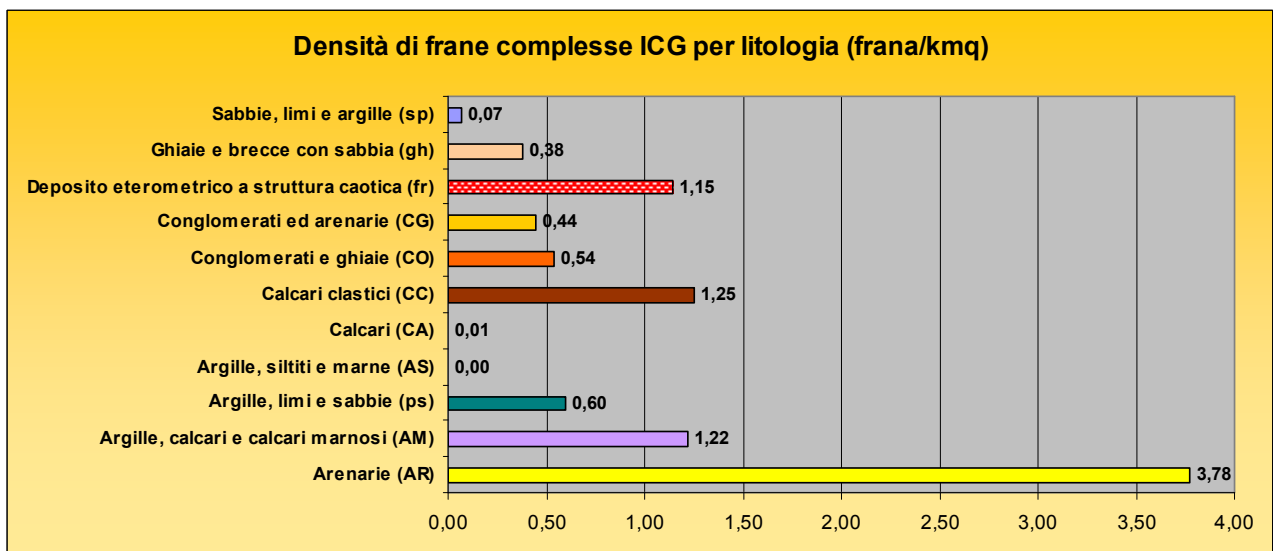


Considerando la propensione a generare dissesti indipendentemente dalla tipologia cinematica, i dati ottenuti, illustrati anche in figura 132, ci mostrano che il complesso prevalentemente arenaceo (AR) è quello più soggetto allo sviluppo di frane con una densità pari a 4.53 f/kmq. In forma subordinata, è stato riscontrato che anche il complesso delle argille, calcari e calcari marnosi (AM) si contraddistingue per l'elevata attivazione di dissesti con un valore di 2.44 f/kmq. Seguono poi i depositi eterometrici a struttura caotica (fr), rappresentati dai terreni di copertura eterogenei tardo quaternari sviluppatisi sul versante a seguito di movimenti di massa di tipo franoso.



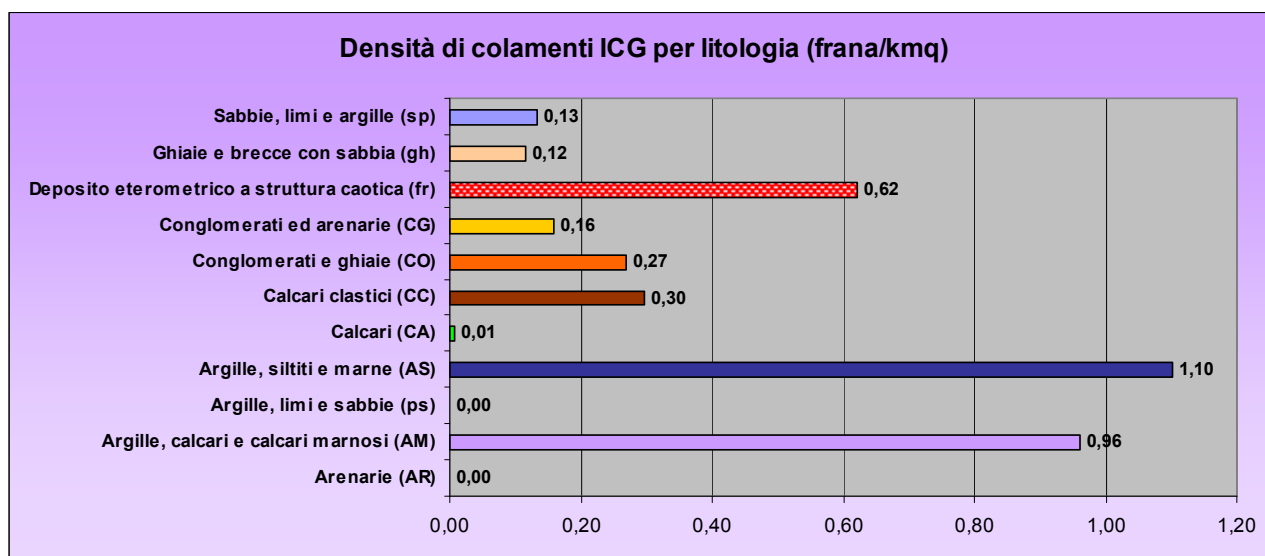
*Figura 132 – Numero di frane per kmq calcolato per ciascun complesso litologico.*

Osservando più nel dettaglio il rapporto esistente tra tipologia di movimento e densità di frana per classe litologica, si osserva che il quadro generale mostrato precedentemente differisce a seconda del cinematismo considerato.



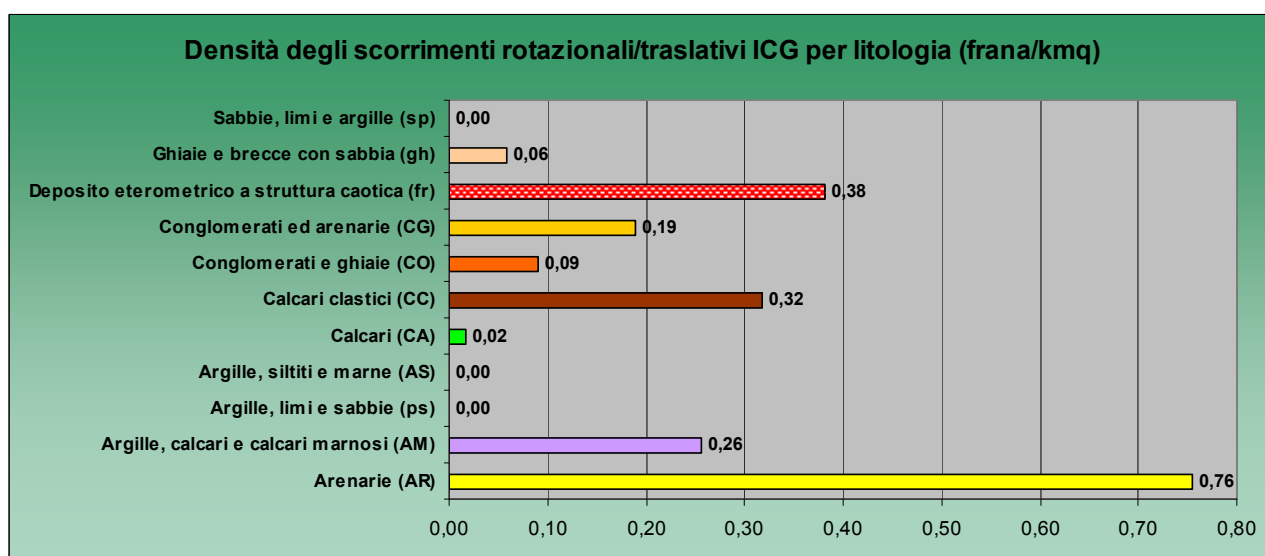
*Figura 133 – Densità di frane complesse stimata per ciascuna classe litologica.*

Nel caso delle frane complesse (fig. 133), vi è una prevalenza di inneschi nella classe litologica delle arenarie (AR), analogamente a quanto riscontrato in precedenza, con un valore di 3.78 f/kmq. Si osserva, inoltre, che anche i calcari clastici, prevalentemente costituiti sotto l'aspetto geologico dalla formazione di Monte S. Arcangelo, presentano un'altra predisposizione agli inneschi con un valore di 1.25 f/kmq. Se consideriamo i colamenti (fig. 134), invece, si nota un prevalenza di attivazioni in litologie costituite da un elevata componente argillosa. Nello specifico, è stato riscontrato che la classe col valore più alto di densità di colamenti è quella delle argille, siltiti e marne (AS), con 1.10 f/kmq, seguita con un dato di poco inferiore, 0.96 f/kmq, dal complesso delle argille, calcari e calcari marnosi.



*Figura 134 – Densità di colamenti per classe litologica (frana/kmq).*

Infine, la situazione relativa ai valori di densità degli scorrimenti rotazionali/traslativi è mostrata nella sottostante immagine 135.



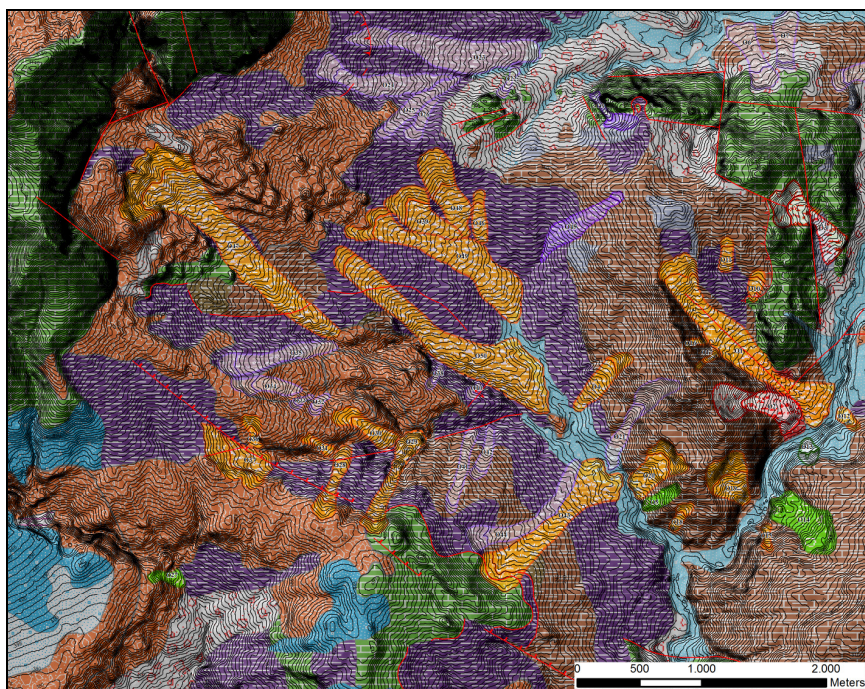
*Figura 135 – Densità di colamenti per classe litologica (frana/kmq).*

In tale circostanza si è osservato una certa analogia con i risultati ottenuti per i movimenti complessi. Infatti, la classe litologia più soggetta allo sviluppo di dissesti è quella delle arenarie (AR), con un valore di 0.76 f/kmq. I dati, inoltre, mostrano che in modo meno marcato si innescano anche nei depositi eterometrici a struttura caotica (fr), 0.38 f/kmq, e nei calcari clastici (CC) con una densità di 0.32 f/kmq.



### 8.2.2 Valutazione di dettaglio alla scala 1/5000

L'approfondimento dell'aspetto litologico nello sviluppo delle frane a cinematismo lento, con particolare riferimento ai movimenti sviluppatasi a seguito di sollecitazioni sismiche, ha previsto l'impiego degli elaborati di base alla scala di versante quali, la carta geolitologica delle tre aree campione e l'inventario dei fenomeni franosi, generali e sismoindotti. Per comprendere in modo più dettagliato la relazione esistente tra la natura dei terreni e lo sviluppo dei dissesti, è stato impiegato un prodotto ricalibrato sulla base dei dati di campagna che hanno permesso di porre in evidenza la tipologia di substrato coinvolto nei movimenti. Dal momento che tale carta geolitologica è stata realizzata solo per le tre zone di Caposele, Senerchia e Oliveto Citra, per completare il quadro conoscitivo anche per gli elementi sismoindotti presenti in altre aree del bacino, sono state eseguite valutazioni puntuali nei siti di interesse, le cui informazioni sono state successivamente raccolte nel database conclusivo illustrato nel paragrafo 8.4. Per derivare le informazioni d'interesse è stato svolto, attraverso un'operazione di overlay in ambiente GIS, un confronto tra la carta geolitologica e l'inventario dei fenomeni franosi IDL. Avendo in precedenza censito i dissesti evidenziando la zona di distacco, la sovrapposizione ha interessato esclusivamente la suddetta componente morfologica. Il conseguimento dei dati ha permesso di sviluppare le dovute valutazioni statistiche perfezionando la disamina sulla distribuzione dei fenomeni franosi in relazione alla natura litologica dei terreni di substrato.



*Figura 136 – Overlay tra le frane censite alla scala 1/5000 nell'inventario IDL e la carta geolitologica elaborata nella zona di Oliveto Citra.*

Nelle tabelle 31 e 32 sono rispettivamente sintetizzati i dati relativi alle frane totali del censimento IDL e sismoindotte dell'inventario IFS. Analogamente a quanto svolto nello studio complessivo alla scala di bacino, avendo stimato anche l'estensione dei complessi litologici cartografati nelle tre aree di studio, si è provveduto alla valutazione della densità delle frane per ciascuna classe litologica.

Tipologia di movimento delle frane generali	Alluvioni recenti ghiaioso - sabbiose	Deposito di frana di natura prevalentemente argillosa	Detrito di versante di natura ghiaiosa - sabbiosa	Litofacies arenaceo - conglomeratica	Conglomerati	Litofacies siltoso - argilloso - marnosa	Argille	Calcarei	Alternanze di calcari marnosi e rocce silicee	Marne calcaree
Complesso (scorrimento-colata)	0	1	1	11	7	0	8	1	1	45
Colata	0	2	4	4	4	1	12	0	0	13
Scorrimento rotazionale/traslattivo	1	1	0	3	1	0	0	0	0	11
Frane totali censite	1	4	5	18	12	1	20	1	1	69
Aree delle formazioni affioranti (kmq)	4,23185	5,35743	3,47908	11,39279	9,33024	0,37711	12,75177	16,11266	1,69319	30,21354
Densità di frana generale (frana/km <sup>2</sup> )	0,24	0,75	1,44	1,58	1,29	2,65	1,57	0,06	0,59	2,28
Densità di frane complesse per litologia (frana/km <sup>2</sup> )	0,00	0,19	0,29	0,97	0,75	0,00	0,63	0,06	0,59	1,49
Densità di colamenti per litologia (frana/km <sup>2</sup> )	0,00	0,37	1,15	0,35	0,43	2,65	0,94	0,00	0,00	0,43
Densità di scorrimenti per litologia (frana/km <sup>2</sup> )	0,24	0,19	0,00	0,26	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,36

*Tabella 31 – Lo schema mostra il numero di frane totali IDL attivate in ciascuna classe litologica, l'estensione areale complessiva delle litologie cartografate nelle tre aree di studio ed infine le densità di frana stimata in funzione di ciascun complesso litologico.*

Osservando i dati in tabella 31, riferiti alle frane totali IDL, si può constatare come primo aspetto che la litologia più soggetta allo sviluppo di movimenti di versante, indistintamente dal cinematismo, è la litofacies siltoso-argilloso-marnosa, con un valore di densità pari a 2.65 frane/kmq. A questo dato fa seguito quello relativo alle marne calcaree, con 2.28 frane/kmq, caratterizzate tra l'altro da una massiccia presenza nel territorio con una complessiva estensione areale pari a 30.2 kmq.

Successivamente, l'approfondimento della relazione esistente tra le diverse tipologie di movimenti e le classi litologiche ha permesso di evidenziare un'analogia tra le frane complesse e gli scorrimenti rotazionali/traslativi. In particolare è stato osservato che la litologia più soggetta ad inneschi di questo tipo è quella delle marne calcaree, con un valore di 1.49 frane/kmq per i movimenti complessi e 0.36 frane/kmq per gli scorrimenti. Una tipologia di terreni, quindi, non soltanto molto estesa dal punto di vista areale ma contraddistinta anche da una certa propensione allo sviluppo per la suddetta tipologia di fenomeni. Come si è avuto modo di vedere nel capitolo precedente, questa classe litologica, costituita prevalentemente da un'alternanza di marne, marne calcaree e talora sottili livelli argillosi, è rappresentata esclusivamente dalla formazione di Monte S. Arcangelo. Dal punto di vista litotecnico, quindi, si contraddistingue per comportamenti meccanici in parte litoidi e in parte plastici. L'altra analogia riscontrata in relazione a queste due tipologie cinematiche è il dato relativo alla classe litologica che dopo le marne calcaree, maggiormente si caratterizza per lo sviluppo dei dissesti, ovvero, la litofacies arenaceo-conglomeratica. Per i movimenti complessi il valore relativo a questa litologia è pari a 0.97 frane/kmq, mentre, per gli scorrimenti rotazionali/traslativi il dato è corrispondente a 0.26 frane/kmq.

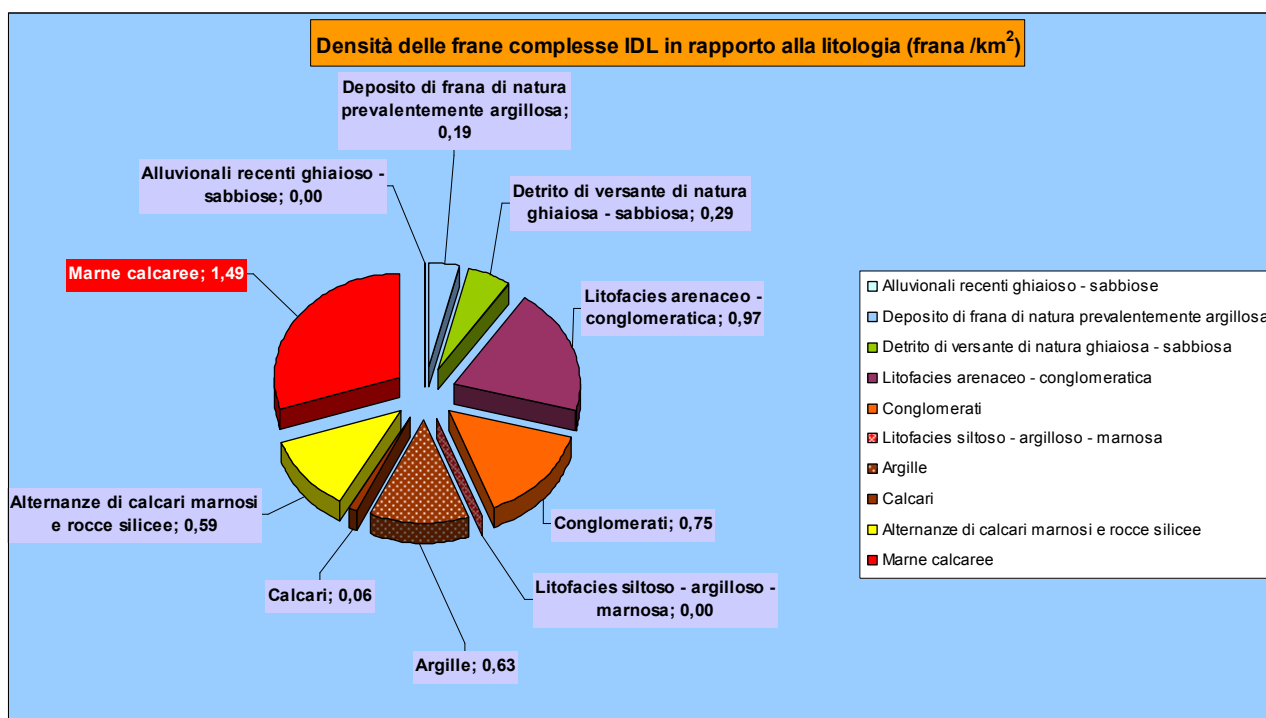
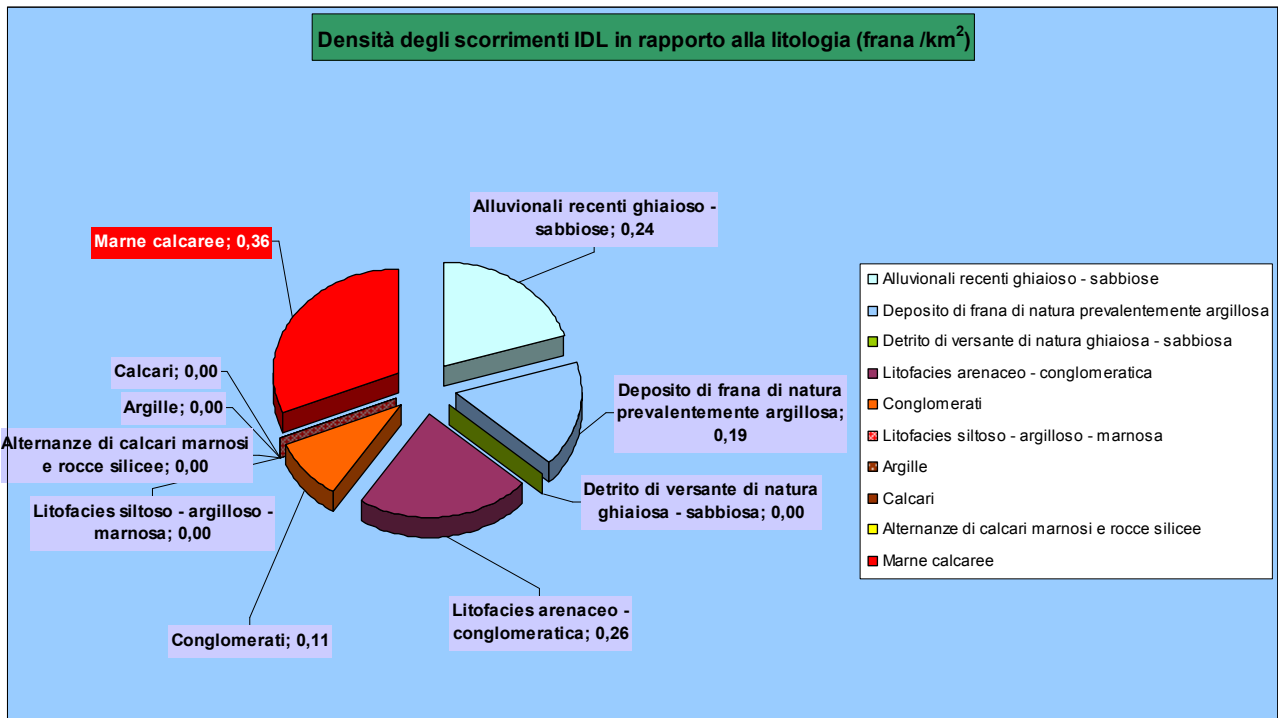


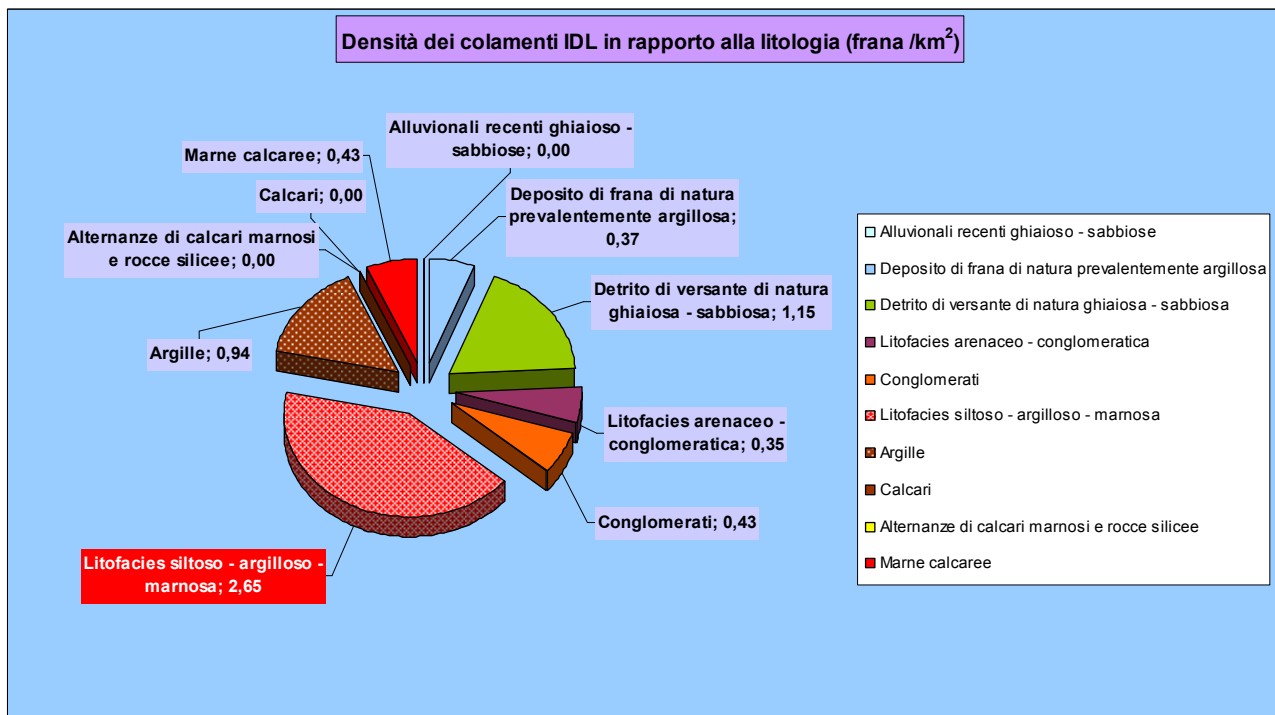
Figura 137 – Diagramma illustrante i valori densità delle frane complesse in relazione alle litologie.





*Figura 138 – Densità dei fenomeni di tipo scorrimento in rapporto alle classi litologiche.*

Successivamente è stato osservato che i fenomeni di tipo colamento hanno trovato maggior sviluppo in litologie caratterizzate da un comportamento meccanico prevalentemente plastico.



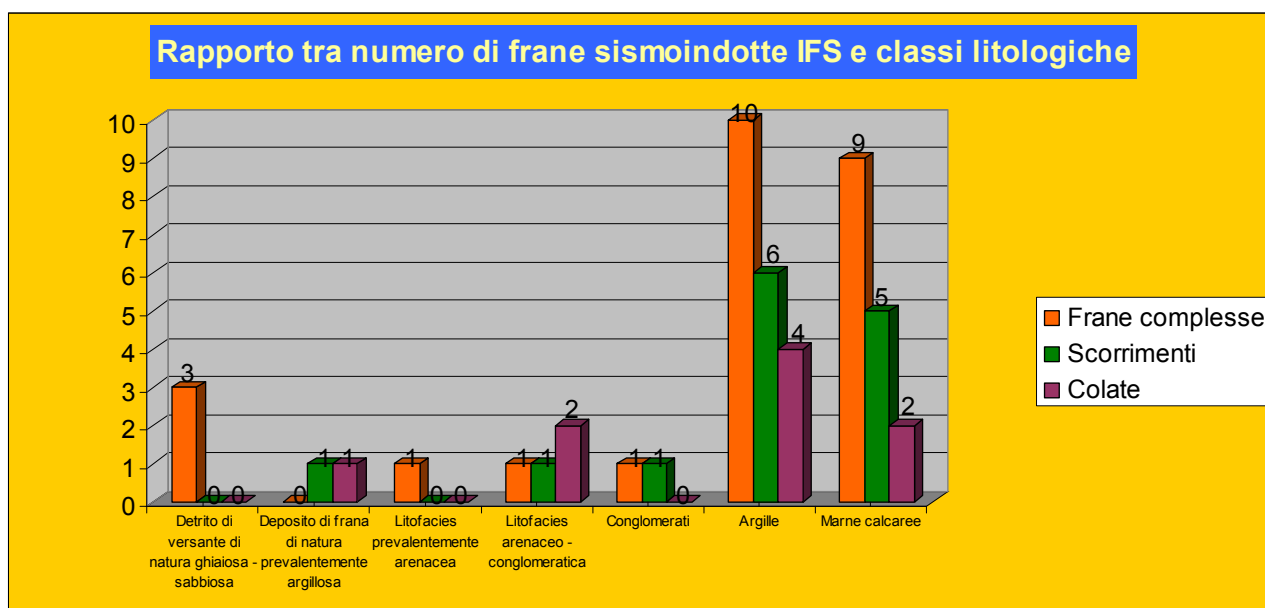
*Figura 139 – Densità dei fenomeni da colamento in rapporto alle classi litologiche.*

Infatti, come si può osservare anche in figura 139, la litologia prevalentemente coinvolta in questo genere di movimenti, è la litofacies siltoso-argilloso-marnoso, con un valore di densità pari a 2,65 frane/kmq. Un alto sviluppo è stato osservato, successivamente, anche nei detriti di versante di natura ghiaiosa-sabbiosa, con una stima di 1,15 frane/kmq, e nei complessi esclusivamente composti da argille con un dato pari a 0,94 frane/kmq.

Al termine della valutazione rivolta alle frane totali IDL, l'attenzione è stata indirizzata ai soli movimenti sismoindotti IFS. La tabella 32, sintetizza i dati relativi al numero di movimenti attivatesi nelle diverse classi litologiche.

Tipologia di movimento delle frane sismoindotte	Detrito di versante di natura ghiaiosa - sabbiosa	Deposito di frana di natura prevalentemente argillosa	Litofacies prevalentemente arenacea	Litofacies arenaceo - conglomeratica	Conglomerati	Argille	Marne calcaree
<b>Complesso (scorrimento-colata)</b>	3	0	1	1	1	10	9
<b>Colata</b>	0	1	0	2	0	4	2
<b>Scorrimento rotazionale/traslato</b>	0	1	0	1	1	6	5
<b>Frane totali censite</b>	3	2	1	4	2	20	16

*Tabella 32 – Sintesi del numero di frane sismoindotte attivatesi nel bacino dell'alta valle del Sele in relazione alle classi litologiche coinvolte nel movimento.*



*Figura 140 – Le colonne illustrate nel grafico soprastante rappresentano il numero di frane sismoindotte attivatesi nei terreni indicati lungo l'asse delle ascisse.*

Ciò che si osserva in questo caso, è che dal punto di vista generale, i terreni maggiormente interessati sono le argille e le marne calcaree, con rispettivamente 20 e 16 casi riconosciuti. Anche esaminando nel dettaglio la distribuzione dei fenomeni sismoindotti, in base alla tipologia cinematica, si osserva che le argille rappresentano la litologia più frequente nello sviluppo di ciascuno dei tre tipi di movimenti. Nella circostanza sono stati registrati esattamente 10 fenomeni

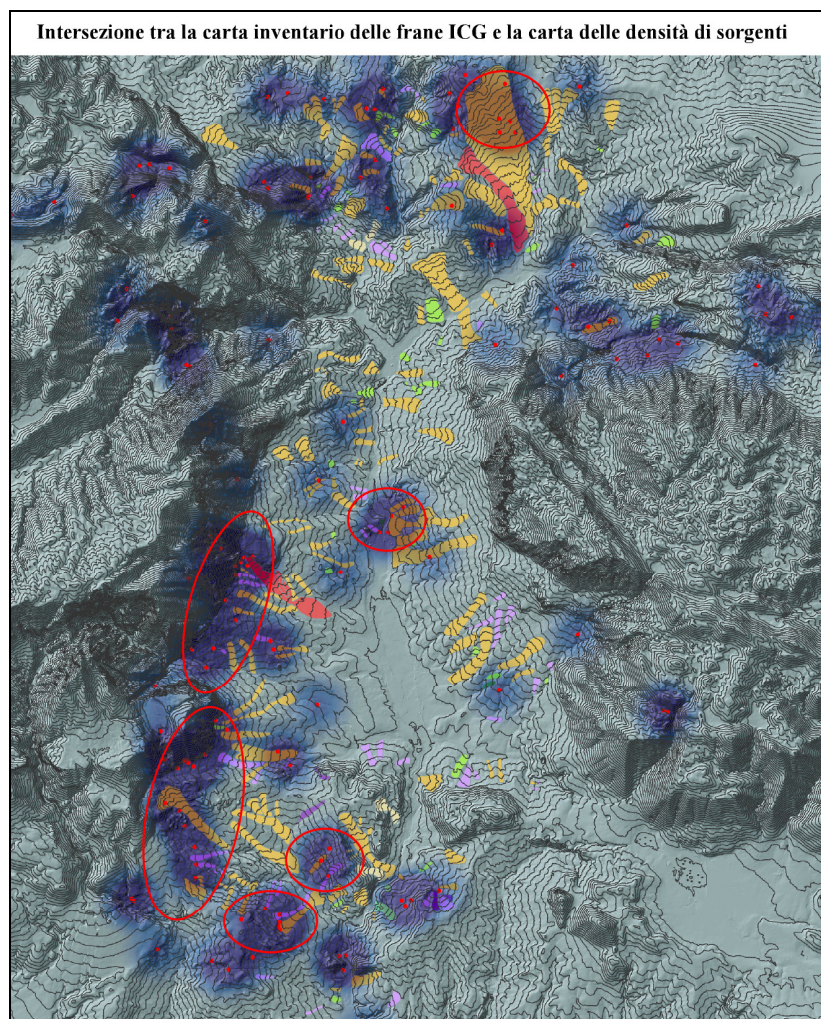
complessi, 6 scorrimenti e 4 colamenti, quasi la metà del numero totale di ognuno di essi si è generato nella suddetta classe litologica. L'altro dato molto importante riguarda le marne calcaree. Anch'esse, infatti, mostrano una certa propensione allo sviluppo di movimenti sismoindotti, dal momento che sono stati registrati 9 frane complesse, 5 scorrimenti e 2 colamenti. Dati certamente molto interessanti, che assumono ancora più valore se consideriamo che le marne calcaree e le argille sono i complessi litologici che più si estendono arealmente nel territorio. Sommando i valori delle tre aree campione si osserva, infatti, che le marne calcaree costituiscono il 32 % circa del territorio, mentre le argille con un'estensione areale di 12.7 km<sup>2</sup>, costituiscono il 13,4 % circa dell'insieme. In pratica, sommando le due percentuali si ha che quasi metà del territorio analizzato alla scala di versante si presenta costituito da litologie altamente favorevoli allo sviluppo di movimenti sismoindotti.



### 8.3 Sorgenti e franosità

L'ultimo aspetto approfondito nel corso dello studio delle frane a cinematismo lento in alta valle Sele, è la relazione esistente tra la presenza di sorgenti ed innesco dei fenomeni franosi. Impiegando gli elaborati di base precedentemente sviluppati, ovvero il censimento a diversa scala dei movimenti di massa e la carta delle sorgenti, si è provveduto alla valutazione del suddetto rapporto. Come primo approccio, è stata svolta un'analisi complessiva delle frane presenti in tutto l'ambito bacinale.

A tal fine, operando in ambiente GIS, è stata effettuata una sovrapposizione tra l'inventario dei fenomeni franosi in scala 1/25000 e la carta delle densità di sorgenti. Ciò ha permesso di stimare il numero di dissesti intersecanti le aree con valori di densità (sorgente/kmq) maggiori di uno. Il quadro emerso a valle di questa operazione, mostra 101 movimenti, su un totale di 234, situati nel raggio di 1 km di almeno una sorgente. In termini percentuali tale valore rappresenta il 43% dell'intero campione, il che significa che la suddetta condizione riguarda quasi la metà delle frane considerate.



*Figura 141 – Confronto tra la carta inventario delle frane ICG in scala 1/25000 e la carta delle densità di sorgenti. Evidenziate in rosso le aree con maggior correlazione tra presenza di sorgenti e innesco di movimenti di massa.*

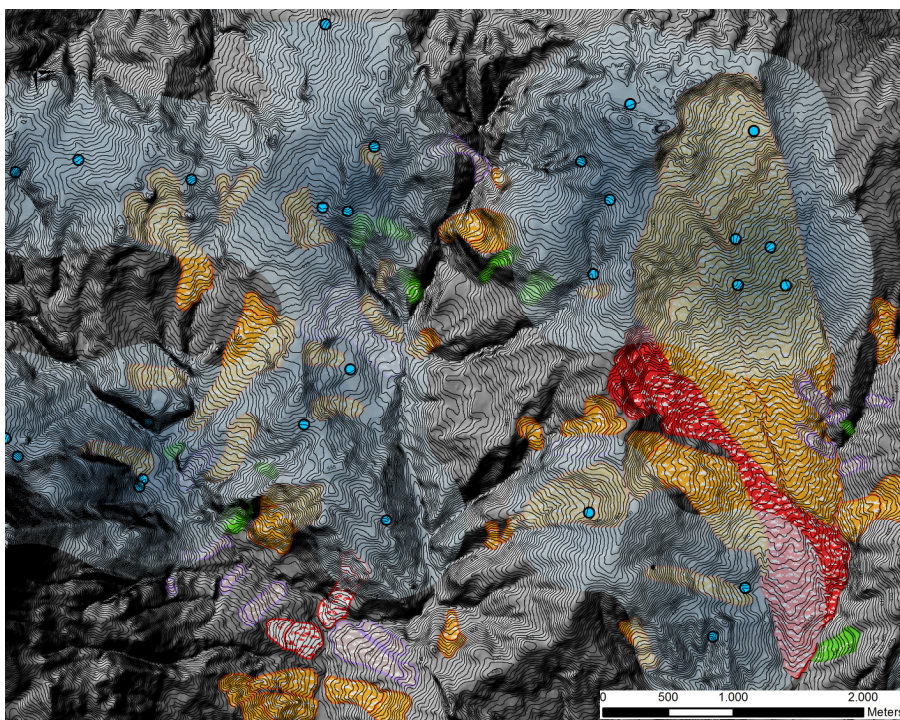


Come raffigurato nell'immagine 141, da una prima analisi è emerso che alcune aree presentano una correlazione più evidente tra l'innescò dei fenomeni franosi e la presenza di sorgenti. Ciò si osserva ad esempio nella zona di Buoninvente, dove sono state registrate anche quattro emergenze nello spazio di un chilometro quadro. L'area presenta un intero versante soggetto a movimenti di massa di tipo complesso (scorrimento evolvente a colata) e parte di esso, com'è noto, si contraddistingue per il noto dissesto verificatosi nel novembre 1980 a seguito dell'evento sismico in Irpinia. Altre zone caratterizzate dalle suddette condizioni, con alta franosità e densità di sorgenti, sono state individuate nel settore interno della valle, in prossimità dell'abitato di Quaglietta, e in gran parte lungo la fascia pedemontana, alla base dei monti Picentini, che si estende da Senerchia sino al territorio comunale di Oliveto Citra. Inoltre, nella carta delle densità di sorgenti alla scala 1/25000, è stata evidenziata una netta prevalenza di emergenze idriche in destra idrografica rispetto al settore vallivo opposto, in accordo con quanto indicato nelle precedenti conoscenze (Agnesi et alii, 1983). Per l'esattezza sono state conteggiate in totale 9 emergenze in sinistra idrografica e 42 nel settore opposto. Contestualmente, osservando la distribuzione dei fenomeni franosi, è stata constatata la presenza di 36 dissesti lungo il versante terrigeno in sinistra idrografica e ben 65 nel settore compreso tra il comune di Calabritto e Oliveto Citra, in destra idrografica. Emerge che la concentrazione più elevata di frane si ha proprio in corrispondenza del settore vallivo maggiormente caratterizzato dalla presenza delle sorgenti, grazie ai notevoli apporti idrici provenienti dal massiccio dei Picentini.

Le successive osservazioni alla scala di versante, focalizzate nelle tre aree campioni, hanno permesso di approfondire localmente il rapporto tra la distribuzione delle frane e la densità delle sorgenti, resa più accurata grazie al contributo di ulteriori dati derivanti da bibliografia.

Nella zona di Caposele, come già accennato in precedenza, la maggior correlazione tra sorgenti e innesco di frane la si può osservare nella località di Buoninvente. Come mostrato nell'immagine 142, ben cinque emergenze idriche sono state censite all'interno del perimetro della frana C13. C'è da aggiungere, tuttavia, che sebbene vi sia un'altra concentrazione di fuoriuscite d'acqua, queste non presentano valori di portata notevoli, nella fattispecie, è stato riscontrato che raggiungono un valore massimo di 10 l/s.

*Figura 142 – Analisi di dettaglio alla scala 1/5000 della zona di Caposele. Confronto tra la distribuzione delle frane censite nell'inventario IDL e le sorgenti presenti nell'area.*

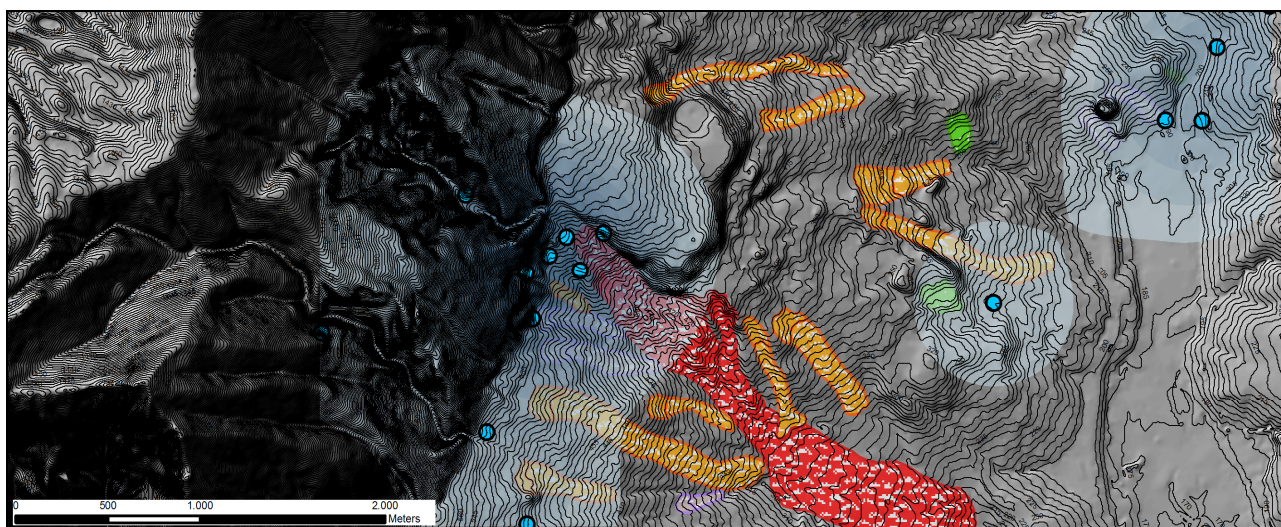


La buona circolazione idrica sotterranea è confermata, inoltre, dalla massiccia presenza di pozzi, numerosamente distribuiti in zona, in particolar modo nelle aree a monte dei dissesti. Per i movimenti di versante maggiormente caratterizzati dalla presenza di sorgenti è stato eseguito un report indicato in tabella 33, nel quale sono state indicate, a completamento del quadro analitico, le condizioni geologiche locali.

Frana	Ubicazione sorgenti	Geologia locale
<b>C13</b>	Cinque sorgenti presenti nel corpo di frana con valori di portata compresi tra 1 e 10 l/s	Affioranti depositi di frana. Presumibile contatto in profondità tra le marne calcaree della Formazione di Monte S. Arcangelo (MFS) e le Argille Varicolori Superiori (ALV)
<b>C48</b>	Sorgente presente nel corpo di frana	Substrato composto dalla Formazione di Monte S. Arcangelo (MFS)
<b>C60</b>	Sorgente presente nella nicchia di distacco	Substrato composto dalla Formazione di Monte S. Arcangelo (MFS)
<b>C38</b>	Presente sorgente con portata < 1 l/s a circa 70 metri a monte della nicchia di distacco	Substrato composto dalla Formazione di Monte S. Arcangelo (MFS)

*Tabella 33 – Frane caratterizzate da emergenze idriche nel loro perimetro di interesse, o nelle strette vicinanze. Sono state indicate per ciascuna di esse l'ubicazione delle polle sorgive e le condizioni geologiche locali.*

Nel caso della zona di Senerchia, l'incidenza sull'innescio dei fenomeni franosi da parte delle emergenze idriche è decisamente più evidente se si osserva il settore alla base dei rilievi carbonatici, in prossimità del contatto con i terreni flyschoidi, come mostrato in figura 143. Nello specifico, lo sviluppo delle frane S1, S4, S6 ed S7, si verifica in un contesto contraddistinto da un'alta densità di sorgenti con valori di portata molto elevati, talora anche di 500 l/s.



*Figura 143 –Confronto tra sorgenti e fenomeni franosi IDL nella zona di Senerchia.*



Frana	Ubicazione sorgenti	Geologia locale
<b>S1</b>	Presente una sorgente presso la nicchia di distacco con portata compresa tra 100 e 500 l/s. Presenti inoltre altre 3 sorgenti nel raggio di 150 metri dalla zona di distacco	Contatto tettonico tra la formazione dei Calcari e Calcari dolomitici (CLU) e la formazione di Monte S. Arcangelo (MFS)
<b>S2</b>	Presenti 3 sorgenti nel raggio di 300 m. Sorgente con portata pari a 500 l/s a 250 m di distanza.	Formazione di Monte S. Arcangelo (MFS)
<b>S4</b>	Presenti 3 sorgenti nel raggio di 150 metri dalla zona di distacco	Contatto tettonico tra la formazione dei Calcari e Calcari dolomitici (CLU) e la formazione di Monte S. Arcangelo (MFS)
<b>S6</b>	Presente sorgente a circa 40 m dalla zona di distacco	Contatto tettonico tra la formazione dei Calcari e Calcari dolomitici (CLU) e la formazione di Monte S. Arcangelo (MFS)
<b>S7</b>	Presenti 3 sorgenti nel raggio di 150 metri dalla zona di distacco	Contatto tettonico tra la formazione dei Calcari e Calcari dolomitici (CLU) e la formazione di Monte S. Arcangelo (MFS)
<b>S18</b>	Presenti 3 sorgenti nel raggio di 300 m.	Formazione di Monte S. Arcangelo (MFS)
<b>S19</b>	Presenti 3 sorgenti nel raggio di 300 m.	Formazione di Monte S. Arcangelo (MFS)

*Tabella 34 – Rapporto tra frane e presenza di sorgenti con descrizione del contesto geologico locale nella zona di Senerchia.*

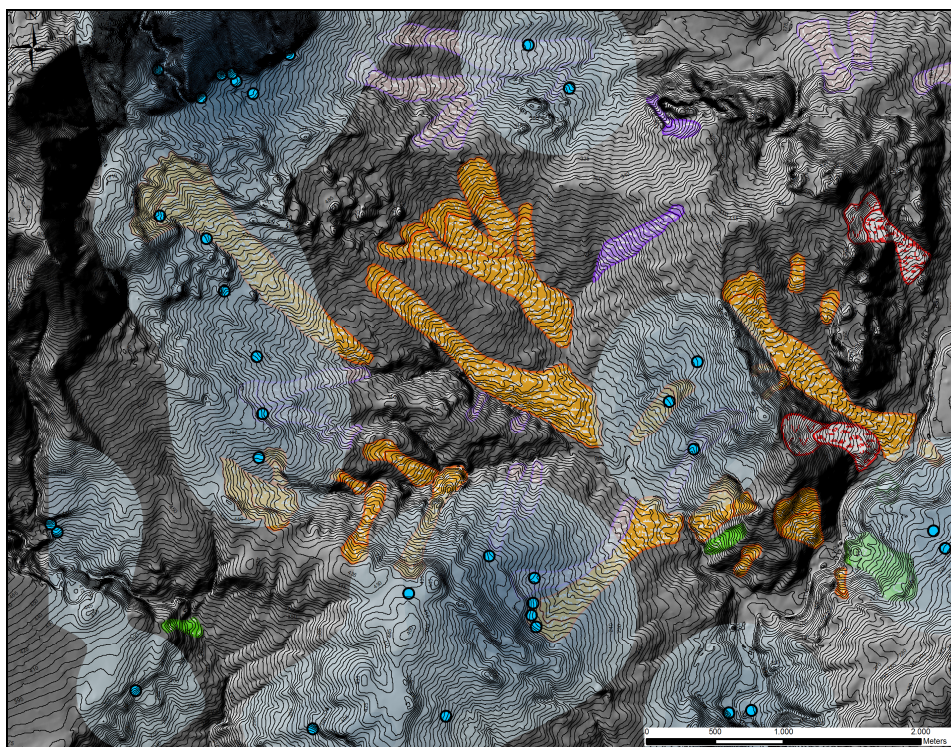
In prossimità dell’abitato di Quaglietta, è stata riscontrata la presenza ravvicinata di quattro sorgenti, tre delle quali con portate comprese tra 1 e 10 l/s, ed una con valori prossimi a 500 l/s. Tale zona si contraddistingue, in sinistra idrografica, per la presenza di tre dissesti: S2, S18 ed S19.

L’ultima area campione verso cui sono state indirizzate le osservazioni di dettaglio, è quella di Oliveto Citra. In tale contesto, le zone caratterizzate da un’alta densità di sorgenti sono la fascia basale di monte Raia e la località il Serrone, situata in destra idrografica del Vallone Vonghia. In entrambi i casi è presente, da un punto di vista litostratigrafico, un contatto tra i complessi carbonatici mesozoici e i terreni impermeabili delle Argille Varicolori. Le emergenze idriche riscontrate in concomitanza, o in prossimità, di fenomeni franosi, sono stati sintetizzati nella sottostante tabella 35.

Frana	Ubicazione sorgenti	Geologia locale
<b>O47</b>	Presenti due sorgenti nel corpo di frana	Presente contatto tra le Argille Varicolori Inferiori - litofacies ad argilliti bruno rossastre (AVFb) e i conglomerati del Supersintema di Eboli (CE)
<b>O23</b>	Sorgente presente nel corpo di frana	Substrato composto dalle Argille Varicolori Inferiori - litofacies ad argilliti grigie (AVFd)
<b>O22</b>	Presente sorgente a circa 60 metri dal corpo di frana	Contatto tra formazione Calcari e Calcari dolomitici (CLU) e detrito di falda

<b>O34</b>	Sorgente presente nella nicchia di distacco	Presente contatto tra le Argille Varicolori Superiori (ALV) e i conglomerati del Supersistema di Eboli (CE)
<b>O36</b>	Presente sorgente a circa 30 metri dal corpo di frana	Presente contatto tra le Argille Varicolori Superiori (ALV) e i conglomerati del Supersistema di Eboli (CE)
<b>O4</b>	Sorgente presente nel corpo di frana	Substrato composto dalla formazione di Monte S. Arcangelo (MFS)
<b>O21</b>	Sorgente presente nel corpo di frana	Contatto tra la formazione di Monte S. Arcangelo (MFS) e la formazione di Monte S. Arcangelo - litofacies calcareo marnosa (MFSb)
<b>O43</b>	3 sorgenti presenti nella nicchia di distacco	Presente contatto tra Calcari bio-litoclastici con rudiste (CBla) e le Argille Varicolori Superiori (ALV)
<b>O44</b>	Sorgente presente nella nicchia di distacco	Presente contatto tra le Argille Varicolori Superiori (ALV) la Formazione di Monte S. Arcangelo (MFS)
<b>O41</b>	Sorgente presente presso la nicchia di distacco	Presente contatto tra le Argille Varicolori Superiori (ALV) la Formazione di Monte S. Arcangelo (MFS)
<b>O29</b>	Sorgente presente presso a circa 100 metri a monte della nicchia di distacco	Contatto tra Calcari bio-litoclastici con rudiste (CBla) e Supersistema di Eboli (CE)

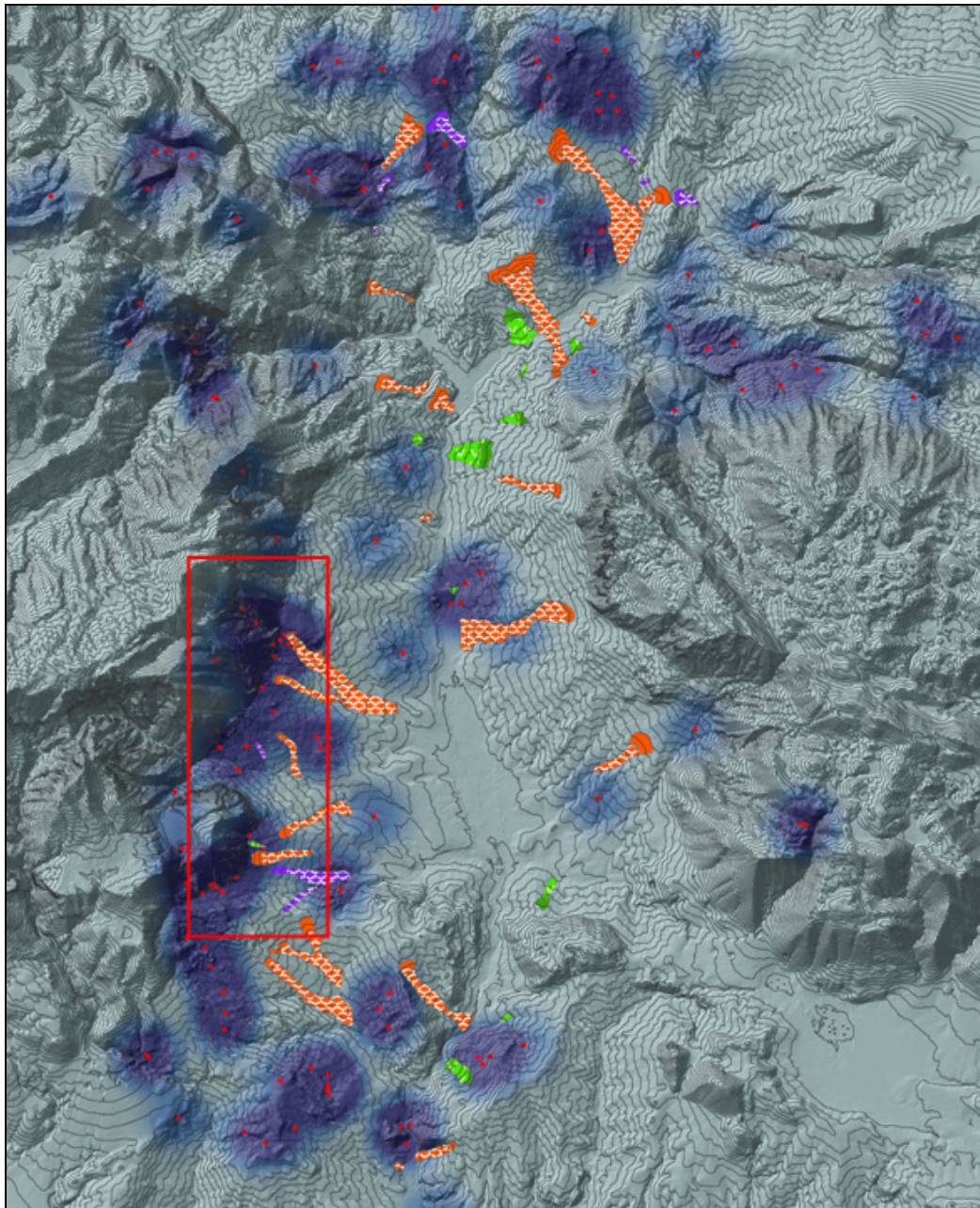
*Tabella 35 – Emergenze idriche localizzate in contesti franosi nell'area campione di Oliveto Citra.*



*Figura 144 – Confronto tra i fenomeni franosi censiti nell'inventario IDL e le sorgenti presenti nella zona campione di Oliveto Citra.*



A conclusione della disamina sul rapporto tra sorgenti e attivazione dei movimenti di versante, è stata effettuata una valutazione rivolta esclusivamente ai alle frane sismoindotte IFS censite in tutto il bacino dell'alta val Sele. Il processo di overlay tra la carta delle sorgenti e l'inventario dei fenomeni franosi, ha evidenziato che 20 casi su 48 intersecano aree con valori di densità di sorgenti (s/kmq) superiori a uno. Quindi, in termini percentuali ciò si traduce nel 42 % dell'insieme, un valore in linea con quanto osservato per le frane generali (43 % circa). Attraverso una più accurata indagine, volta ad approfondire caso per caso, è stato constatato che solo in determinate circostanze vi è una netta correlazione tra emergenze idriche ed innesco dei movimenti di versante, avallata soprattutto dalle condizioni geologiche locali e dalle alte portate delle sorgenti.



*Figura 145 – Sovrapposizione della carta inventario dei fenomeni franosi sismoindotti IFS e la carta delle densità di sorgenti presenti nel bacino dell'alta valle del fiume Sele. In rosso sono evidenziate le aree a maggior correlazione tra i due parametri.*



Come illustrato in figura 145, infatti, solo in concomitanza dell'area evidenziata con il poligono rosso vi è una perfetta sovrapposizione tra alta densità di sorgenti, con valori anche superiori a tre per chilometro quadro, e frane sismoindotte. In particolare, tale area si localizza lungo tutto la fascia pedemontana che da Senerchia giunge sino alle falde di Monte Raia, nel comune di Oliveto Citra. In questa zona, inoltre, è possibile conteggiare la presenza di ben otto fenomeni sismoindotti, equivalente al 16 % del numero totale censito. Una frazione decisamente ampia se si considera l'elevata estensione areale che caratterizza il bacino idrografico sottoposto ad analisi. Tuttavia, l'alta frequenza di emergenze idriche, non appare essere l'unica condizione favorevole allo sviluppo di questi movimenti. Infatti, oltre alla verifica della presenza di sorgenti nelle aree dissestate a seguito del sisma, è stata considerata anche la capacità in termini di portata delle stesse. A tal proposito, si è avuto modo di constatare che le sorgenti presenti nella suddetta zona, mostrano valori di portata molto elevati, talora anche prossimi a 500 litri al secondo. Ciò, in virtù degli enormi apporti idrici provenienti dall'adiacente massiccio carbonatico dei monti Picentini, affioranti in superficie a causa dello sbarramento operato dalle litologie a bassa permeabilità che costituiscono il settore vallivo interno. Appare quindi evidente che la posizione topografica delle sorgenti, situate a monte del versante flyschoidale, congiunta agli intensi e continui afflussi idrici, abbia inciso in maniera marcata nel quadro della stabilità dei pendii favorendo lo sviluppo dei fenomeni sismoindotti.

## 8.4 Database di sintesi

L'approfondimento dei fattori geologici e geomorfologici incidenti sulle condizioni di stabilità dei versanti in alta val Sele, eseguito mediante uno studio di dettaglio dei fenomeni franosi, generali e sismoindotti, alla scala di versante, ha consentito di pervenire ad una serie di informazioni opportunamente raccolte nelle tabelle di sintesi sottostanti. Tali informazioni completano il quadro conoscitivo innestandosi alla precedente banca dati elaborata contestualmente al censimento alla scala di 1/5000. In tale contesto, i codici identificati (ID) dei fenomeni franosi, costituiscono l'elemento di raccordo tra la presente tabella di sintesi e la precedente banca dati contenente le informazioni di base. Nello specifico, i database di seguito illustrati, riferiti ai dissesti analizzati nelle tre aree campione e ai soli fenomeni sismoindotti, si presentano costituiti dai seguenti campi informativi:

- ID: codice identificativo dei fenomeni franosi;
- Pn: pendenza media in gradi della zona di innesco;
- Pc: pendenza media in gradi del corpo di frana;
- Pb: pendenza media in gradi del buffer al contorno della nicchia;
- Qs: quota in m s.l.m. dello spartiacque a monte del dissesto;
- Qf: quota in m s.l.m. del fondovalle;
- Dnf: dislivello in metri tra quota massima della nicchia di distacco e la quota del fondovalle;
- Erl: energia di rilievo locale (altezza complessiva del rilievo);
- Hi: altezza di innesco della frana sul versante;
- Ib: presenza o assenza dell'incisione basale associata all'azione erosiva di corsi d'acqua;
- Tdv: tipologia di versante;
- Geo: geologia rilevata presso la zona di innesco della frana;
- Lit: classe litologica relativa all'unità formazionale coinvolta nel punto di innesco del movimento.

### Zona Caposele

ID	Pn	Pc	Pb	Qs	Qf	Dnf	Erl	Hi	Tdv	Ib	Geo	Lit
C1	27,0	16,5	12,3	750	470	100	280	35,7	Rilievo isolato	Si	Deposito di frana (a1)	Deposito di frana di natura prevalentemente argillosa
C2	27,0	17,0	12,7	505	438	37	67	55,2	Rilievo isolato	No	Argille Varicolori Superiori (ALV)	Argille
C3	34,0	19,6	12,9	490	375	50	115	43,5	Rilievo isolato	Si	Argille Varicolori Superiori (ALV)	Argille
C4	17,0	15,0	11,5	452	350	100	102	98,0	Rilievo isolato	Si	Castelvetere, membro arenaceo-conglomeratico (CVT1)	Litofacies arenaceo - conglomeratica
C5	17,3	14,0	13,7	410	304	56	106	52,8	Rilievo isolato	Si	Castelvetere, membro arenaceo-conglomeratico (CVT1)	Litofacies arenaceo - conglomeratica
C6	17,5	14,3	16,1	460	415	35	45	77,8	Rilievo isolato	No	Deposito di frana (a1)	Deposito di frana di natura prevalentemente argillosa
C7	17,8	14,2	13,2	880	420	95	460	20,7	Rilievo isolato	No	Deposito di frana (a1)	Deposito di frana di natura prevalentemente argillosa
C8	27,8	10,0	12,6	690	305	370	385	96,1	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C9	37,0	14,0	13,9	620	305	305	315	96,8	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C10	20,0	13,7	9,1	640	400	190	240	79,2	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree

*Fattori geologico – geomorfologici per la definizione della suscettibilità da frana a cinematismo lento in aree ad alta sismicità: analisi e confronti di casi studio*

C11	24,6	19,4	11,7	880	385	80	495	16,2	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C12	26,5	12,3	11,2	775	345	415	430	96,5	Rilievo isolato	No	Castelvetero, membro arenaceo-conglomeratico (CVT1)	Litofacies arenaceo - conglomeratica
C13	40,0	14,0	13,0	880	360	515	520	99,0	Rilievo isolato	No	Flysch Rosso (FYR)	Alternanze di calcari marnosi e rocce silicee
C14	30,0	16,0	17,1	580	295	240	285	84,2	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C15	42,0	18,0	20,7	580	275	195	305	63,9	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C16	23,0	14,0	15,4	470	340	85	130	65,4	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C17	19,0	11,7	12,8	470	320	60	150	40,0	Rilievo isolato	No	Argille Varicolori Superiori (ALV)	Argille
C18	15,6	11,3	11,7	485	310	85	175	48,6	Rilievo isolato	Si	Argille Varicolori Superiori (ALV)	Argille
C19	24,7	13,0	14,0	460	290	120	170	70,6	Rilievo isolato	Si	Castelvetero, membro arenaceo-conglomeratico (CVT1)	Litofacies arenaceo - conglomeratica
C20	22,8	20,0	17,4	417	285	130	132	98,5	Versante confinato	No	Castelvetero, membro arenaceo-conglomeratico (CVT1)	Litofacies arenaceo - conglomeratica
C21	26,8	16,3	15,5	520	290	150	230	65,2	Versante confinato	No	Castelvetero, membro arenaceo-conglomeratico (CVT1)	Litofacies arenaceo - conglomeratica
C22	17,6	14,0	12,4	435	300	75	135	55,6	Versante confinato	Si	Castelvetero, membro arenaceo-conglomeratico (CVT1)	Litofacies arenaceo - conglomeratica
C23	21,1	15,6	15,7	470	305	160	165	97,0	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C24	17,6	16,0	9,4	440	332	73	108	67,6	Versante confinato	Si	Castelvetero, membro arenaceo-conglomeratico (CVT1)	Litofacies arenaceo - conglomeratica
C25	26,0	14,0	17,4	425	340	56	85	65,9	Versante confinato	Si	Castelvetero, membro arenaceo-conglomeratico (CVT1)	Litofacies arenaceo - conglomeratica
C26	20,3	20,0	24,0	470	430	38	40	95,0	Versante confinato	Si	Castelvetero, membro arenaceo-conglomeratico (CVT1)	Litofacies arenaceo - conglomeratica
C27	17,5	13,1	20,5	470	355	90	115	78,3	Versante confinato	No	Castelvetero, membro arenaceo-conglomeratico (CVT1)	Litofacies arenaceo - conglomeratica
C28	34,7	16,4	24,1	495	360	120	135	88,9	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C29	21,5	19,5	15,2	555	340	200	215	93,0	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C30	22,1	17,9	19,4	533	460	65	73	89,0	Rilievo isolato	Si	Castelvetero, membro arenaceo-conglomeratico (CVT1)	Litofacies arenaceo - conglomeratica
C31	16,5	11,9	11,2	485	388	72	97	74,2	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C32	19,4	12,7	13,7	485	398	32	87	36,8	Rilievo isolato	Si	Castelvetero, membro arenaceo-conglomeratico (CVT1)	Litofacies arenaceo - conglomeratica
C33	36,7	16,4	25,4	1005	395	215	610	35,2	Versante confinato	No	Castelvetero, membro arenaceo-conglomeratico (CVT1)	Litofacies arenaceo - conglomeratica
C34	22,7	17,6	10,5	562	465	90	97	92,8	Rilievo isolato	Si	Castelvetero, membro arenaceo-conglomeratico (CVT1)	Litofacies arenaceo - conglomeratica
C35	16,3	9,9	12,9	740	550	170	190	89,5	Rilievo isolato	Si	Castelvetero, membro arenaceo-conglomeratico (CVT1)	Litofacies arenaceo - conglomeratica
C36	16,6	15,0	9,6	694	560	130	134	97,0	Rilievo isolato	No	Castelvetero, membro arenaceo-conglomeratico (CVT1)	Litofacies arenaceo - conglomeratica



C37	17,6	15,8	11,7	712	560	140	152	92,1	Rilievo isolato	No	Castelvetero, membro arenaceo-conglomeratico (CVT1)	Litofacies arenaceo - conglomeratica
C38	26,0	25,0	14,8	725	560	85	165	51,5	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C39	25,7	21,0	14,7	647	520	125	127	98,4	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C40	21,4	18,6	20,4	608	500	75	108	69,4	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C41	24,5	18,1	20,0	600	485	85	115	73,9	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C42	30,0	17,5	17,2	585	450	90	135	66,7	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C43	23,2	14,0	11,7	675	440	140	235	59,6	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C44	27,2	17,3	13,2	580	435	135	145	93,1	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C45	17,9	10,5	15,4	580	415	135	165	81,8	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C46	18,2	13,7	14,9	472	405	55	67	82,1	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C47	17,1	14,3	10,0	492	420	60	72	83,3	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C48	16,0	14,3	10,5	597	460	135	137	98,5	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C49	22,3	15,0	11,3	621	495	115	126	91,3	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C50	25,0	19,4	9,1	635	500	125	135	92,6	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C51	23,0	18,6	12,7	555	490	55	65	84,6	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C52	23,0	13,7	14,0	750	445	70	305	23,0	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C53	21,4	21,0	16,6	753	450	270	303	89,1	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C54	20,6	18,0	16,9	753	543	182	210	86,7	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C55	28,9	15,1	18,8	753	620	65	133	48,9	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C56	17,9	15,8	15,5	774	615	110	159	69,2	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C57	21,7	13,6	18,7	753	445	255	308	82,8	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C58	26,3	19,0	15,7	740	643	57	97	58,8	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C59	20,6	14,3	7,8	712	595	75	117	64,1	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C60	23,3	16,2	11,7	780	515	209	265	78,9	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C61	17,3	15,8	12,5	580	410	100	170	58,8	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
C62	38,0	28,0	13,8	447	405	40	42	95,2	Rilievo isolato	Si	Deposito di frana (a1)	Deposito di frana di natura prevalentemente argillosa

*Tabella 36 – Database di sintesi per le frane presenti nella zona di Caposele.*

## **Zona Senerchia**

ID	Pn	Pc	Pb	Qs	Qf	Dnf	Erl	Hi	Tdv	Ib	Geo	Lit
S1	20,1	8,55	16,5	600	170	368	430	85,6	Versante confinato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
S2	42,0	28,0	12,8	242	190	50	52	96,2	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree

*Fattori geologico – geomorfologici per la definizione della suscettibilità da frana a cinematismo lento in aree ad alta sismicità: analisi e confronti di casi studio*

S3	24,7	11,0	18,9	645	195	385	450	85,6	Versante confinato	No	Supersistema Eboli (CE)	Conglomerati
S4	18,5	16,0	12,5	565	170	350	395	88,6	Versante confinato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
S5	22,0	15,7	8,4	590	170	360	420	85,7	Versante confinato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
S6	28,0	16,5	20,9	530	170	350	360	97,2	Versante confinato	No	Detrito di versante (a)	Detrito di versante di natura ghiaiosa - sabbiosa
S7	26,0	17,5	18,2	535	170	350	365	95,9	Versante confinato	No	Detrito di versante (a)	Detrito di versante di natura ghiaiosa - sabbiosa
S8	22,0	10,7	11,5	640	170	270	470	57,4	Versante confinato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
S9	27,5	12,0	10,2	640	190	265	450	58,9	Versante confinato	No	Supersistema Eboli (CE)	Conglomerati
S10	27,0	14,7	12,5	570	170	260	400	65,0	Versante confinato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
S11	26,0	15,8	13,5	585	170	340	415	81,9	Versante confinato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
S12	21,0	13,5	12,0	640	170	240	470	51,1	Versante confinato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
S13	15,0	14,0	8,2	585	170	200	415	48,2	Versante confinato	Si	Argille Varicolori Inferiori - litofacies ad argilliti grigie (AVFd)	Argille
S14	20,0	14,0	9,1	610	170	220	440	50,0	Versante confinato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
S15	19,2	12,8	12,8	645	180	200	465	43,0	Versante confinato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
S16	34,0	14,0	15,9	635	180	146	455	32,1	Versante confinato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
S17	20,5	14,0	10,7	640	185	190	455	41,8	Versante confinato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
S18	16,0	11,1	18,1	275	185	59	90	65,6	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
S19	20,8	14,2	15,8	265	190	65	75	86,7	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
S20	35,0	15,0	11,1	340	185	145	155	93,5	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree

*Tabella 37 – Database di sintesi per le frane presenti nella zona di Senerchia.*

**Zona Oliveto Citra**

ID	Pn	Pc	Pb	Qs	Qf	Dnf	Erl	Hi	Tdv	Ib	Geo	Lit
O1	20,0	15,0	10,8	416	120	245	296	82,8	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
O2	23,2	14,9	19,4	355	115	205	240	85,4	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
O3	23,6	13,1	17,2	440	130	220	310	71,0	Rilievo isolato	No	Calcarei bio-litoclastici con rudiste (CBI)	Calcarei
O4	17,5	10,3	11,9	366	165	125	201	62,2	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
O5	32,0	27,0	17,7	335	120	105	215	48,8	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo - litofacies calcareo marnosa (FMSb)	Marne calcaree
O6	21,0	12,6	12,7	410	170	90	240	37,5	Rilievo isolato	No	Detrito di versante (a)	Detrito di versante di natura ghiaiosa - sabbiosa
O7	17,9	10,2	12,0	440	165	80	275	29,1	Rilievo isolato	No	Detrito di versante (a)	Detrito di versante di natura ghiaiosa - sabbiosa

O8	19,0	12,0	11,1	430	145	65	285	22,8	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
O9	23,0	21,0	13,5	390	220	156	170	91,8	Rilievo isolato	No	Castelvetere, membro siltoso-argilloso-marnoso (CVT2)	Litofacies siltoso – argilloso - marnosa
O10	16,0	14,0	9,9	357	220	85	137	62,0	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
O11	18,2	16,0	11,4	400	120	235	280	83,9	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
O12	22,0	11,5	14,2	330	120	50	210	23,8	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
O13	24,2	16,7	16,0	330	115	75	215	34,9	Rilievo isolato	Si	Alluvioni (AI)	Alluvioni recenti ghiaioso - sabbiose
O14	21,8	12,9	9,7	383	110	140	273	51,3	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
O15	19,3	18,8	16,1	383	110	85	273	31,1	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
O16	33,4	23,6	22,6	367	260	96	107	89,7	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo - litofacies calcareo marnosa (FMSb)	Marne calcaree
O17	28,0	21,8	23,1	367	245	106	122	86,9	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
O18	18,1	17,7	17,7	336	105	85	231	36,8	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo - litofacies calcareo marnosa (FMSb)	Marne calcaree
O19	24,9	17,5	19,8	336	110	165	226	73,0	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
O20	22,4	12,9	13,6	336	135	121	201	60,2	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo - litofacies calcareo marnosa (FMSb)	Marne calcaree
O21	18,9	10,8	16,3	374	148	197	226	87,2	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo - litofacies calcareo marnosa (FMSb)	Marne calcaree
O22	15,5	11,9	16,7	355	200	115	155	74,2	Rilievo isolato	Si	Detrito di versante (a)	Detrito di versante di natura ghiaiosa - sabbiosa
O23	15,8	13,0	10,5	560	200	260	360	72,2	Versante confinato	Si	Argille Varicolori Inferiori - litofacies ad argilliti grigie (AVFd)	Argille
O24	15,4	13,0	10,5	550	200	275	350	78,6	Versante confinato	No	Argille Varicolori Inferiori - litofacies ad argilliti grigie (AVFd)	Argille
O25	18,2	13,0	10,6	456	200	230	256	89,8	Rilievo isolato	Si	Argille Varicolori Inferiori - litofacies ad argilliti bruno-rossastre (AVFb)	Argille
O26	16,0	14,0	8,7	425	200	215	225	95,6	Rilievo isolato	No	Argille Varicolori Inferiori - litofacies ad argilliti bruno-rossastre (AVFb)	Argille
O27	32,8	26,2	12,5	445	290	85	155	54,8	Rilievo isolato	No	Supersintema Eboli (CE)	Conglomerati
O28	19,3	17,0	10,2	437	305	125	132	94,7	Rilievo isolato	Si	Supersintema Eboli (CE)	Conglomerati
O29	19,1	16,6	14,9	450	245	175	205	85,4	Rilievo isolato	Si	Argille Varicolori Inferiori - litofacies ad argilliti bruno-rossastre (AVFb)	Argille
O30	22,3	18,0	10,8	365	256	104	109	95,4	Rilievo isolato	Si	Supersintema Eboli (CE)	Conglomerati
O31	32,0	20,0	13,6	630	321	59	309	19,1	Versante confinato	No	Supersintema Eboli (CE)	Conglomerati
O32	23,0	18,0	13,0	390	336	44	54	81,5	Rilievo isolato	No	Supersintema Eboli (CE)	Conglomerati
O33	18,9	15,8	12,9	425	350	50	75	66,7	Rilievo isolato	No	Supersintema Eboli (CE)	Conglomerati
O34	24,2	17,2	9,5	480	365	105	115	91,3	Rilievo isolato	Si	Conglomerati ed arenarie di Vallone Vonghia (VVO)	Conglomerati
O35	18,2	15,0	10,5	505	325	150	180	83,3	Rilievo isolato	Si	Argille Varicolori Superiori (ALV)	Argille
O36	37,0	13,0	11,0	465	385	59	80	73,8	Rilievo	No	Supersintema Eboli (CE)	Conglomerati



									isolato			
O37	23,3	14,0	8,8	455	355	95	100	95,0	Rilievo isolato	Si	Argille Varicolori Inferiori - litofacies ad argilliti grigie (AVFd)	Argille
O38	22,1	17,7	15,3	325	220	70	105	66,7	Rilievo isolato	Si	Supersintema Eboli (CE)	Conglomerati
O39	14,0	11,0	9,5	455	200	165	255	64,7	Rilievo isolato	No	Argille Varicolori Inferiori - litofacies ad argilliti grigie (AVFd)	Argille
O40	21,0	18,0	12,9	275	195	45	80	56,3	Rilievo isolato	No	Argille Varicolori Superiori (ALV)	Argille
O41	20,0	16,4	10,5	445	200	125	245	51,0	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
O42	25,0	16,4	11,2	445	195	85	250	34,0	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
O43	22,6	10,0	14,4	390	140	155	250	62,0	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
O44	22,5	12,0	9,7	445	160	155	285	54,4	Rilievo isolato	No	Argille Varicolori Superiori (ALV)	Argille
O45	18,0	16,5	7,3	400	220	165	180	91,7	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
O46	15,0	13,0	7,9	360	205	120	155	77,4	Rilievo isolato	No	Argille Varicolori Inferiori - litofacies ad argilliti grigie (AVFd)	Argille
O47	19,5	10,9	14,5	705	330	320	375	85,3	Versante confinato	No	Argille Varicolori Inferiori - litofacies ad argilliti bruno-rossastre (AVFb)	Argille
O48	18,8	13,6	11,1	420	200	200	220	90,9	Rilievo isolato	No	Argille Varicolori Inferiori - litofacies ad argilliti grigie (AVFd)	Argille
O49	15,0	13,0	10,7	555	205	180	350	51,4	Versante confinato	Si	Argille Varicolori Inferiori - litofacies ad argilliti grigie (AVFd)	Argille
O50	19,0	15,0	7,9	555	185	220	370	59,5	Versante confinato	Si	Argille Varicolori Inferiori - litofacies ad argilliti grigie (AVFd)	Argille

*Tabella 38 – Database di sintesi per le frane presenti nella zona di Oliveto Citra.*

## Frane sismoindotte

ID	Pn	Pc	Pb	Qs	Qf	Dnf	Erl	Hi	Tdv	Ib	Geo	Lit
1	20,0	15,0	10,8	416	120	245	296	83	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
2	21,8	12,9	9,7	383	110	140	273	51	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
3	18,2	13,0	10,6	456	200	230	256	89,8	Rilievo isolato	Si	Argille Varicolori Inferiori - litofacies ad argilliti bruno-rossastre (AVFb)	Argille
4	15,8	13,0	10,5	560	200	260	360	72,2	Versante confinato	Si	Argille Varicolori Inferiori - litofacies ad argilliti grigie (AVFd)	Argille
5	42,0	28,0	12,8	242	190	50	52	96	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
6	20,1	8,55	16,5	600	170	368	430	86	Versante confinato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
7	22,0	15,7	8,4	590	170	360	420	86	Versante confinato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree

*Analisi dei fattori ed estrapolazione dati*

8	17,0	15,0	11,5	452	350	100	102	98	Rilievo isolato	Si	Castelvetero, membro arenaceo-conglomeratico (CVT1)	Litofacies arenaceo - conglomeratica
9	34,0	19,6	12,9	490	375	50	115	43	Rilievo isolato	Si	Argille Varicolori Superiori (ALV)	Argille
10	27,8	10,0	12,6	690	305	370	385	96	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
11	17,8	14,2	13,2	880	420	95	460	21	Rilievo isolato	No	Deposito di frana (a1)	Deposito di frana di natura prevalentemente argillosa
12	16,5	11,9	11,2	485	388	72	97	74	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
13	20,3	20,0	24,0	470	430	38	40	95	Versante confinato	Si	Castelvetero, membro arenaceo-conglomeratico (CVT1)	Litofacies arenaceo - conglomeratica
14	20,0	13,7	9,1	640	400	190	240	79	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
15	23,2	14,0	11,7	675	440	140	235	60	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
16	18,8	13,6	11,1	420	200	200	220	91	Rilievo isolato	No	Argille Varicolori Inferiori - litofacies ad argilliti grigie (AVFd)	Argille
17	38,0	28,0	13,8	447	405	40	42	95	Rilievo isolato	Si	Deposito di frana (a1)	Deposito di frana di natura prevalentemente argillosa
18	19,0	15,0	7,9	555	185	220	370	59	Versante confinato	Si	Argille Varicolori Inferiori - litofacies ad argilliti grigie (AVFd)	Argille
19	15,0	13,0	10,7	555	205	180	350	51	Versante confinato	Si	Argille Varicolori Inferiori - litofacies ad argilliti grigie (AVFd)	Argille
20	13,3	12,6	13,4	455	350	90	105	86	Rilievo isolato	No	Castelvetero, membro arenaceo-conglomeratico (CVT1)	Litofacies arenaceo - conglomeratica
21	20,0	23,1	20,0	760	270	220	490	45	Versante confinato	No	Detrito di versante (a)	Detrito di versante di natura ghiaiosa - sabbiosa
22	12,8	11,1	9,7	485	255	230	230	100	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
23	19,6	14,0	12,9	490	250	125	240	52	Versante confinato	No	Castelvetero, membro arenaceo-conglomeratico (CVT1)	Litofacies arenaceo - conglomeratica
24	17,0	13,4	10,3	475	265	50	210	24	Versante confinato	No	Argille Varicolori Superiori (ALV)	Argille
25	15,0	10,4	16,1	815	260	85	555	15	Versante confinato	No	Argille Varicolori Superiori (ALV)	Argille
26	20,7	13,6	9,4	350	250	97	100	97	Rilievo isolato	No	Argille Varicolori Superiori (ALV)	Argille
27	19,5	11,4	16,9	815	255	115	560	21	Versante confinato	No	Detrito di versante (a)	Detrito di versante di natura ghiaiosa - sabbiosa
28	20,4	17,6	7,4	490	265	185	225	82	Versante confinato	Si	Detrito di versante (a)	Detrito di versante di natura ghiaiosa - sabbiosa
29	31,5	16,6	13,8	330	230	95	100	95	Rilievo isolato	No	Unità di Calabritto (CBT)	Litofacies prevalentemente arenacea
30	31,0	20,0	10,5	815	230	60	585	10	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
31	34,0	14,8	13,2	815	225	185	590	31	Versante confinato	No	Argille Varicolori Superiori (ALV)	Argille
32	26,3	24,0	12,6	345	270	75	75	100	Rilievo isolato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
33	14,2	12,5	8,9	600	220	120	380	32	Versante confinato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree

*Fattori geologico – geomorfologici per la definizione della suscettibilità da frana a cinematismo lento in aree ad alta sismicità: analisi e confronti di casi studio*

34	24,5	16,6	14,1	680	215	360	465	77	Versante confinato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
35	21,3	16,6	13,2	260	220	40	40	100	Rilievo isolato	Si	Argille Varicolori Superiori (ALV)	Argille
36	28,8	19,0	10,7	270	225	45	45	100	Rilievo isolato	No	Argille Varicolori Superiori (ALV)	Argille
37	18,0	12,4	8,0	535	185	280	350	80	Versante confinato	Si	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree
38	15,8	12,7	8,5	590	155	295	435	68	Versante confinato	Si	Argille Varicolori Superiori (ALV)	Argille
39	20,0	14,6	10,4	600	300	160	300	53	Versante confinato	No	Argille Varicolori Superiori (ALV)	Argille
40	18,0	10,1	12,0	580	360	110	220	50	Versante confinato	No	Argille Varicolori Superiori (ALV)	Argille
41	19,0	12,0	9,3	275	170	95	105	90	Versante confinato	No	Argille Varicolori Superiori (ALV)	Argille
42	40,0	22,8	24,2	570	200	365	370	99	Versante confinato	No	Supersintema di Eboli (CE)	Conglomerati
43	16,0	13,7	8,9	575	230	215	345	62	Versante confinato	Si	Argille Varicolori Inferiori - litofacies ad argilliti bruno-rossastre (AVFb)	Argille
44	28,2	15,0	13,5	565	205	340	360	94	Versante confinato	No	Supersintema di Eboli (CE)	Conglomerati
45	25,0	15,0	9,7	255	120	82	135	61	Rilievo isolato	No	Argille Varicolori Inferiori - litofacies argillo-siltosa (AVFc)	Argille
46	20,0	17,6	8,6	255	120	54	135	40	Rilievo isolato	No	Argille Varicolori Inferiori - litofacies argillo-siltosa (AVFc)	Argille
47	23,4	12,0	16,6	385	85	165	300	55	Rilievo isolato	No	Argille Varicolori Inferiori - litofacies argillo-siltosa (AVFc)	Argille
48	17,0	15,0	8,2	450	85	35	365	10	Rilievo isolato	No	Monte S. Arcangelo (FMS)	Marne calcaree

*Tabella 39 – Database di sintesi per le frane sismoindotte.*

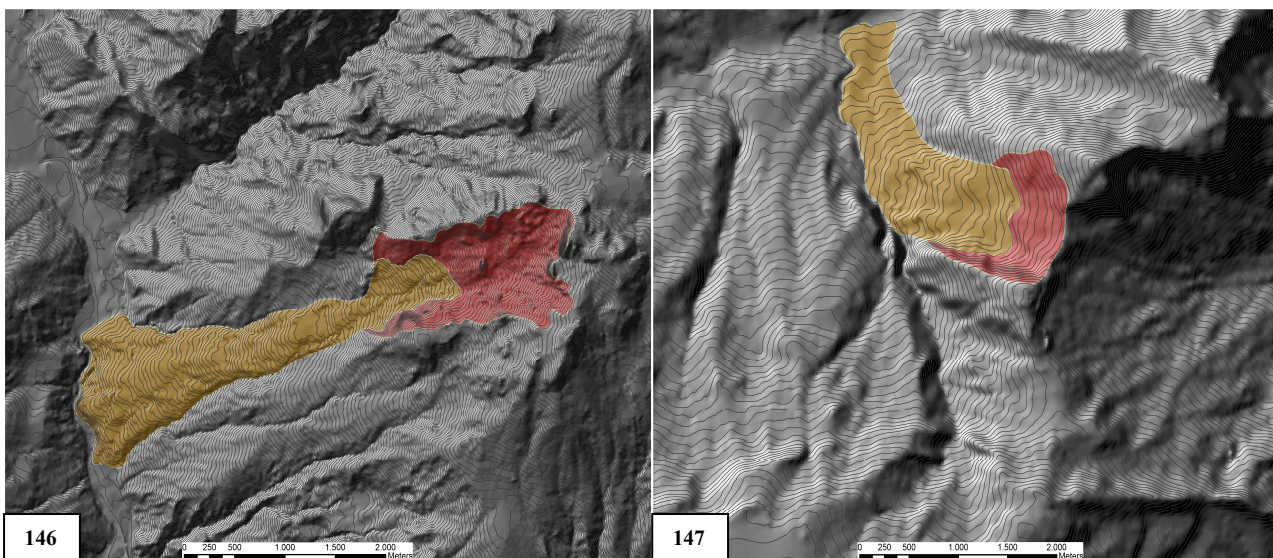


## *Capitolo 9*

### *Approfondimento di altri casi di frane sismoindotte*

## 9.1 Sviluppo del database ed informazioni raccolte

L'approfondimento degli aspetti geologici e geomorfologici incidenti sulla stabilità dei versanti in condizioni sismiche, ha richiesto, dopo l'analisi dei dissesti in alta val Sele, lo studio di altri fenomeni franosi a cinematisimo lento attivatisi a seguito di terremoti in contesti territoriali analoghi, caratterizzati dall'affioramento di litologie in facies di flysch. Ciò, al fine di conseguire ulteriori dati da confrontare con le informazioni derivate dall'analisi in l'alta valle Sele. Per tale scopo è stata condotta una ricerca bibliografica, attraverso la consultazione di archivi e di pubblicazioni scientifiche, rivolta all'intero ambito nazionale, nella quale sono stati presi in considerazione un sufficiente numero di casi caratterizzati da un adeguato bagaglio conoscitivo all'occorrenza implementato, lì dove carente, con ulteriori dati derivanti da analisi dirette. In particolare, la suddetta ricerca ha portato all'individuazione di trenta frane sismoindotte presenti in nove regioni italiane, così distribuite: 13 in Emilia Romagna, 6 in Campania, 2 in Abruzzo, Basilicata, Toscana e Umbria, ed infine, un solo caso in Calabria, Molise e Sicilia. Principalmente, ciò che ha portato alla loro scelta è stata l'ampia documentazione disponibile per ciascuna di esse, soprattutto per ciò che concerne gli aspetti geologici, geomorfologici e idrogeologici considerati nel presente lavoro di tesi. Inoltre, la conoscenza dell'esatta ubicazione e la possibilità d'impiego di basi topografiche di dettaglio, hanno costituito ulteriori elementi favorevoli ad un loro coinvolgimento nelle analisi previste. In particolar modo per quel che riguarda gli aspetti morfometrici in alcuni casi non riportati dalle fonti bibliografiche consultate. Nello specifico, ci si è avvalsi della disponibilità di raster topografici IGM in scala 1/25000 e di basi più accurate in scala 1/5000 consultate in rete nei corrispondenti portali cartografici regionali. In riferimento a quest'ultimo aspetto, fa eccezione la regione Campania per la quale è stato possibile l'utilizzo di supporti in formato vettoriale, i quali hanno consentito l'approfondimento dei fenomeni franosi sismoindotti attraverso lo sviluppo di modelli digitali del terreno con risoluzione a 5 m, analogamente a quanto svolto in alta valle Sele.



*Figura 146 e 147 – Frana di S. Giorgio la Molarata (146) e frana di Aquilonia (147). In rosso è indicata la zona di coronamento mentre in giallo la massa mobilizzata.*

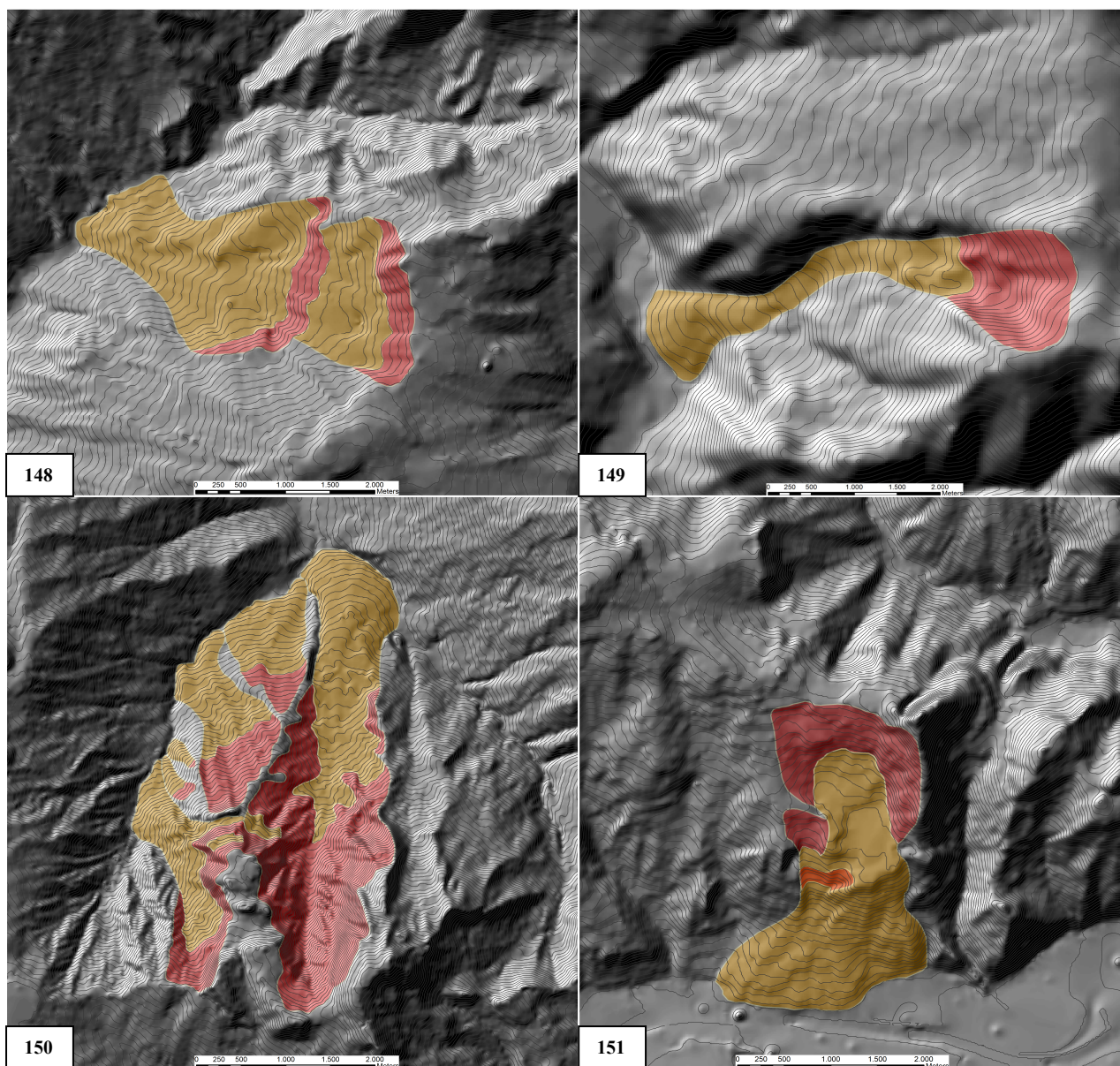


Figura 148, 149, 150 e 151 – Frane sismoindotte di: Andretta (148), Castelfranci (149), Bisaccia (150) e Calitri (151). In rosso è indicata la zona di coronamento mentre in giallo la massa mobilitata.

I dati conseguiti nel corso della ricerca sono stati riassunti in un'apposita tabella, sviluppata mediante l'applicativo Excel e strutturata, fondamentalmente, in funzione di due aspetti principali: il sisma e la frana. La prima parte della tabella fa riferimento al terremoto che ha scatenato il dissesto e si presenta costituita a sua volta da cinque campi indicanti rispettivamente:

- la denominazione del sisma;
- la data dell'evento;
- l'epicentro;
- l'intensità espressa secondo la scala MCS (Mercalli-Cancani-Sieberg)
- la magnitudo Richter.

La seconda parte, invece, costituisce la banca dati delle peculiarità descrittive di ciascun fenomeno franoso, nella quale sono state raccolte informazioni numeriche e bibliografiche. In primis, sono stati predisposti i campi inerenti la cronologia dell'evento, quali, la *data di innesco o riattivazione* e il *periodo di maggior movimento*, dopodiché si è passati alla localizzazione spaziale, riportando il



comune e la località dove si è sviluppata la frana. Relativamente alla connessione tra il movimento gravitativo e la sollecitazione sismica, sono stati disposti tre campi finalizzati alla raccolta di dati quali: la *distanza epicentrale*, l'*intensità sismica locale* (secondo la scala MCS) e il *tempo intercorso tra l'accadimento del terremoto e l'inizio del movimento*. Per classificare al meglio il fenomeno sono stati indicati il *cinematismo (tipo di movimento)*, lo *stato di attività*, lo *stile di attività* e la *velocità*. Inoltre, è stato ritenuto opportuno indicare se il dissesto è coinciso con un *primo innesco o una riattivazione*. Successivamente, si è provveduto all'organizzazione del database inserendo dei campi associati a parametri morfometrici quali:

- *quota dello spartiacque;*
- *quota del fondovalle;*
- *quota massima della nicchia di distacco;*
- *quota dell'unghia;*
- *dislivello della frana;*
- *lunghezza totale;*
- *larghezza massima;*
- *energia di rilievo locale;*
- *altezza di innesco;*
- *pendenza della zona di distacco;*
- *pendenza della zona di accumulo;*
- *pendenza media del pendio;*
- *area totale del dissesto;*
- *volume della massa mobilitata;*
- *profondità della superficie di scorrimento;*

Come già accennato in precedenza, sono state riscontrate diverse lacune in alcune fonti bibliografiche riguardo ad alcuni dei suddetti parametri ed inoltre, due di essi, l'energia di rilievo locale e l'altezza d'innesco, sono stati introdotti in via originale. Pertanto, a completamento del quadro conoscitivo, sono state effettuate alcune misure impiegando le basi topografiche precedentemente citate. I dati originali collocati in tabella sono stati evidenziati con celle di colore azzurro. In seguito, la composizione del database è proseguita con l'inserimento di due campi nei quali sono stati inseriti i *dati pluviometrici* e le *condizioni idrogeologiche* locali.

Il quadro geologico, invece, è stato ampiamente descritto indicando:

- *materiali coinvolti;*
- *geologia lungo la superficie di scorrimento;*
- *formazioni interessate dal movimento;*
- *assetto strutturale;*

La struttura della banca dati è stata completata con l'esecuzione di sezioni nelle quali sono state evidenziate le informazioni riguardanti la *presenza di instabilità superficiali*, particolari *elementi presenti prima e dopo la mobilitazione della massa*, i *fattori predisponenti*, gli *effetti*, gli *interventi attuati*, il *monitoraggio* presente, l'*uso del suolo* ed eventuali *altri elementi* descrittivi. A conclusione di tutto il lavoro di raccolta dati è stato predisposto un campo, nel quale sono stati riportati i *referimenti bibliografici* dai quali è stato possibile estrapolare le informazioni.

*Fattori geologico – geomorfologici per la definizione della suscettibilità da frana a cinematismo lento in aree ad alta sismicità: analisi e confronti di casi studio*

ID FRANA	INFORMAZIONI SUL TERREMOTO					INFORMAZIONI SULLA FRANA				
	DENOMINAZIONE TERREMOTO	DATA DEL SISMA	EPICENTRO	INTENSITA' (M.C.S.)	MAGNITUDO	DATA DI INNESCO O RIATTIVAZIONE	COMUNE	LOCALITÀ	TIPO DI MOVIMENTO	STATO DI ATTIVITA'
F1	Terremoto di Reggio Emilia	31/12/1995	Villa Minozzo (RE)	V	3,2	01/01/1996	Corniglio (PR)	La Lama	Complesso (scorrimento rotazionale - colata)	Attiva
F2	Terremoto di Reggio Emilia	31/12/1995	Villa Minozzo (RE)	V	3,2	01/01/1996	Montese (MO)	Lazzari	Complesso (scorrimento rotazionale - colata)	Quiescente
F3	Terremoto bolognese	14/09/2003	Monghidoro - Appennino Bolognese	VIII	5,2	15/09/2003	Marano sul Panaro (MO)	Cà Bonettini	Complesso (scorrimento rotazionale - colata)	Quiescente
F4	Terremoto di Valfabbrica	17/10/1982	Valfabbrica (PG)	VII	4,4	22/12/1982	Valfabbrica (PG)	Monteverde	Scorrimento	Quiescente
F5	Terremoto Pistoiese	24/12/1779	Alto pistoiese	VI	4,1	24/12/1779	Fanano (MO)	Fellicarolo	Scorrimento traslativo	Quiescente
F6	Terremoto di Prignano sulla Secchia	04/03/1952	Prignano sulla Secchia	V	3,5	04/03/1952	Fanano (MO)	Caselle	Scorrimento traslativo	Stabilizzato
F7	Terremoto di Orsogna	10/09/1881	Lanciano (CH)	VIII	5,2	10/09/1881	Castel Frentano (CH)	Castel Frentano (CH)	Complesso (scorrimento rototraslativo - colata)	Quiescente
F8	Terremoto del Gargano	30/07/1627	A nord-est di San Severo, presso la faglia di Apricena	XI	7,0	30/07/1627	Caramanico Terme (PE)	Caramanico Terme (PE)	Complesso (scorrimento rototraslativo - colata)	Quiescente
F9	Terremoto di Umbria e Marche	26/09/1997	Colfiorito	IX	5,8	Settembre 1997	Assisi (PG)	Ivancich	Scorrimento rotazionale	Quiescente
F10	Terremoto dell'Irpinia - Vulture	23/07/1930	Irpinia	X	6,7	Luglio 1930	Aquilonia (AV)	Rione S. Pietro	Complesso (scorrimento rotazionale - colata)	Quiescente

*Figura 152 – L'immagine sovrastante mostra come esempio parte del database sviluppato in Excel nel quale è stata svolta la raccolta dei dati riguardanti le frane sismoindotte in Italia.*

I dati conseguiti nel corso della ricerca vengono di seguito illustrati, riportando le tabelle in base al tema principale (sisma, localizzazione del fenomeno franoso, aspetti morfometrici, etc.). Ciascun fenomeno franoso è stato distinto mediante un apposito codice identificativo (Id frana), grazie al quale è possibile correlare le informazioni contenute nelle diverse tabelle.

Informazioni sul sisma						Localizzazione e cronologia dell'evento franoso			
Id frana	Denominazione del terremoto	Data del sisma	Epicentro	Intensità (M.C.S.)	Magnitudo Richter	Comune	Località	Data di innesco o riattivazione	Periodo di maggior movimento
F1	Terremoto di Reggio Emilia	31/12/1995	Villa Minozzo (RE)	V	3,2	Corniglio (PR)	La Lama	01/01/1996	Sono documentate riattivazioni della frana nel 1612, 1740, 1902. Il 1 gennaio 1996 si ha una riattivazione dopo una scossa sismica (31 dicembre 1995) del V grado della scala MCS (magnitudo 3,3). Il 3 febbraio 1996 a seguito di un'altra scossa sismica avviene l'evacuazione della frazione Linari
F2	Terremoto di Reggio Emilia	31/12/1995	Villa Minozzo (RE)	V	3,2	Montese (MO)	Lazzari	01/01/1996	–
F3	Terremoto bolognese	14/09/2003	Monghidoro Appennino Bolognese	VIII	5,2	Marano sul Panaro (MO)	Cà Bonettini	15/09/2003	Successivamente al sisma e successiva riattivazione il 22 Febbraio 2004
F4	Terremoto di Valfabbrica	17/10/1982	Valfabbrica (PG)	VII	4,4	Valfabbrica (PG)	Monteverde	22/12/1982	Tra il 20 e il 23 Dicembre 1982
F5	Terremoto Pistoiese	24/12/1779	Alto pistoiense	VI	4,1	Fanano (MO)	Fellicarolo	24/12/1779	Il movimento della frana si registrò sino al 4 Gennaio 1780
F6	Terremoto di Prignano sulla Secchia	04/03/1952	Prignano sulla Secchia	V	3,5	Fanano (MO)	Caselle	04/03/1952	Dopo il sisma.. Riattivazione registrata il 30 maggio 1953



<b>F7</b>	Terremoto di Orsogna	10/09/1881	Lanciano (CH)	VIII	5,2	Castel Frentano (CH)	Castel Frentano (CH)	10/09/1881	31 Luglio 1881
<b>F8</b>	Terremoto del Gargano	30/07/1627	A nord-est di San Severo, presso la faglia di Apricena	XI	7,0	Caramanico Terme (PE)	Caramanico Terme (PE)	30/07/1627	Rimobilizzazione della frana il giorno 11/10/1989
<b>F9</b>	Terremoto di Umbria e Marche	26/09/1997	Colfiorito	IX	5,8	Assisi (PG)	Ivancich	Settembre 1997	A seguito del terremoto del Settembre 1997. Si registrano precedenti attivazioni sin dal 1950
<b>F10</b>	Terremoto dell'Irpinia - Vulture	23/07/1930	Irpinia	X	6,7	Aquilonia (AV)	Rione S. Pietro	Luglio 1930	Successivamente al sisma del 1930
<b>F11</b>	Terremoto Irpino del 1980	23/11/1980	Conza della Campania (AV)	XI	6,9	Calitri (AV)	Zona sud-orientale dell'abitato	23/11/1980	Nell'arco delle 24 successive all'evento sismico.
<b>F12</b>	Terremoto Irpino del 1980	23/11/1980	Conza della Campania (AV)	XI	6,9	Bisaccia (AV)	Abitato di Bisaccia (AV)	23/11/1980	Successivamente al sisma del 1930, 1964 e 1980
<b>F13</b>	Terremoto Irpino del 1980	23/11/1980	Conza della Campania (AV)	XI	6,9	Grassano (MT)	Centro storico	25/11/1980	–
<b>F14</b>	Terremoto Irpino del 1980	23/11/1980	Conza della Campania (AV)	XI	6,9	Castelfranci (AV)	Chianello	23/11/1980	–
<b>F15</b>	Terremoto Irpino del 1980	23/11/1980	Conza della Campania (AV)	XI	6,9	Andretta (AV)	Scorziello - Vallone Sarda	24/11/1980	Dodici ore successive al sisma. In concomitanza dei principali terremoti che hanno colpito l'area in passato e a seguito di eventi pluviometrici particolarmente intensi
<b>F16</b>	Terremoto Irpino del 1980	23/11/1980	Conza della Campania (AV)	XI	6,9	San Giorgio la Molara (BN)	Il castello - M.te Manco	23/11/1980	A seguito del sisma del 1688, 1805, 1930 e 1980

<b>F17</b>	Terremoto Irpino del 1980	23/11/1980	Conza della Campania (AV)	XI	6,9	Stigliano (MT)	T. Sauro	24/11/1980	Successivamente al sisma del Novembre 1980
<b>F18</b>	Terremoto del Molise	31/10/2002	San Giuliano di Puglia (CB)	IX	5,7	Salcito (CB)	Frascale-Mandrelle	31/10/2002	Nelle ore successive al sisma
<b>F19</b>	Terremoto di Palermo	06/09/2002	Mar Tirreno	VIII	5,6	Cerda (PA)	La Signora	06/09/2002	Nei giorni successivi al sisma del 2002
<b>F20</b>	Terremoto della Garfagnana	07/09/1920	Fivizzano (MS)	X	6,4	San Romano in Garfagnana (LU)	Caprignana Vecchia	07/09/1920	–
<b>F21</b>	Terremoto della Garfagnana	07/09/1920	Fivizzano (MS)	X	6,4	Villa Minozzo (RE)	Febbio	07/09/1920	–
<b>F22</b>	Terremoto della Garfagnana	07/09/1920	Fivizzano (MS)	X	6,4	Pievepelago (MO)	S. Anna Pelago	07/09/1920	In letteratura si hanno notizie di diversi fenomeni franosi a partire dal movimento del 1597
<b>F23</b>	Terremoto della Garfagnana	07/09/1920	Fivizzano (MS)	X	6,4	Comano (MS)	Camporaghena	Settembre 1920	–
<b>F24</b>	Terremoto della Garfagnana	07/09/1920	Fivizzano (MS)	X	6,4	Villa Minozzo (RE)	Riparotonda	07/09/1920	Nelle ore successive al sisma
<b>F25</b>	Terremoto della Garfagnana	07/09/1920	Fivizzano (MS)	X	6,4	Villa Minozzo (RE)	Asta - Case Bagatti	07/09/1920	Nelle ore successive al sisma
<b>F26</b>	Terremoto della Garfagnana	07/09/1920	Fivizzano (MS)	X	6,4	Collagna (RE)	Valbona	07/09/1920	Nelle ore successive al sisma e nel 1972
<b>F27</b>	Terremoto dell'Alta Val Secchia	09/11/1965	Alta Val Secchia	V	3,5	Collagna (RE)	Acquabona	09/11/1965	Successivamente al sisma del 1965
<b>F28</b>	Terremoto dell'Appennino reggiano	13/03/1832	Appennino reggiano	VIII	5,6	Canossa (RE)	Rossena	13/03/1832	28 Febbraio 2004
<b>F29</b>	Terremoto di Ravenna	19/02/1911	Bertinoro (FO)	VII	5,3	Predappio (FO)	Predappio alta	Febbraio 1911	Inverno 1923
<b>F30</b>	Terremoto di Nicastro	08/09/1905	Nicastro (CZ)	XI	7,1	Lamezia Terme (CZ)	Martirano	08/09/1905	In occasione del sisma del 1783 e 1905

Classificazione del fenomeno franoso							Relazione tra al frana e il sisma		
Id frana	Tipologia di movimento	Stato di attività	Stile di attività	Velocità	Primo innesco	Distanza epicentrale (km)	Intensità locale (M.C.S.)	Tempo intercorso dal terremoto	
<b>F1</b>	Complesso (scorrimento rotazionale - colata)	Attiva	Retrogressivo e in allargamento su entrambi i fianchi laterali	25 cm/giorno (1996)	No	15	–	Nelle 24 ore successive	
<b>F2</b>	Complesso (scorrimento rotazionale - colata)	Quiescente	–	Lenta	No	32	–	Nelle 24 ore successive	
<b>F3</b>	Complesso (scorrimento rotazionale - colata)	Quiescente	–	0.4 m/h	No	35	III	Poche ore dopo il terremoto	
<b>F4</b>	Scorrimento	Quiescente	–	Lenta	No	7	V	Due mesi dopo lo sciame sismico	
<b>F5</b>	Scorrimento traslativo	Quiescente	Retrogressivo	–	No	30	V	Poche ore dopo il terremoto	
<b>F6</b>	Scorrimento traslativo	Stabilizzato	–	–	?	29	–	Poche ore dopo il terremoto	
<b>F7</b>	Complesso (scorrimento rotazionale - colata)	Quiescente	–	–	No	7	VII	–	
<b>F8</b>	Complesso (scorrimento rotazionale - colata)	Quiescente	Retrogressivo	–	No	115	–	0	
<b>F9</b>	Scorrimento rotazionale	Quiescente	–	tra 1.5 a 3 mm/mese	No	20	VII	–	
<b>F10</b>	Complesso (scorrimento rotazionale - colata)	Quiescente	Retrogressivo	–	No	5	X	–	
<b>F11</b>	Complesso (scorrimento rotazionale - colata)	Quiescente	Retrogressivo	20 cm/hr	No	16	VIII	3,5 ore	
<b>F12</b>	Complesso (scorrimento rotazionale - colata)	Quiescente	–	–	No	24,5	VII	0	



<b>F13</b>	Scorrimento rotazionale	Quiescente	Retrogressivo	-	No	80	VII	tra le 48 e 72 ore
<b>F14</b>	Complesso (scorrimento rotazionale - colata)	Quiescente	Retrogressivo	-	No	30	VII	-
<b>F15</b>	Scorrimento rotazionale multiplo	Quiescente	Retrogressivo	-	No	17	VII	12 ore
<b>F16</b>	Complesso (scorrimento rotazionale - colata)	Quiescente	-	-	No	63	VII	Tra le 8 e 12 ore
<b>F17</b>	Complesso (scorrimento rotazionale - colata)	Quiescente	-	-	No	90	VI	tra le 48 e 72 ore
<b>F18</b>	Scorrimento traslativo	Quiescente	-	-	No	38	IV-V	1 ora
<b>F19</b>	Scorrimento rotazionale	Quiescente	-	-	No	50	V	30 minuti
<b>F20</b>	Complesso (scorrimento rotazionale - colata)	Quiescente	-	5 m/giorno	No	4	VIII-IX	5 giorni
<b>F21</b>	Scorrimento traslativo	Quiescente	-	-	No	25	VIII	4 ore
<b>F22</b>	Complesso (scorrimento rotazionale - colata)	Quiescente	-	-	No	20	VIII	Poche ore dopo il terremoto
<b>F23</b>	Complesso (scorrimento rotazionale - colata)	Quiescente	-	-	No	16	VIII-IX	-
<b>F24</b>	Scorrimento	Quiescente	-	-	No	20	VIII	-
<b>F25</b>	Colata	Quiescente	-	-	No	20	VIII	-
<b>F26</b>	Complesso (scorrimento rotazionale - colata)	Quiescente	-	-	No	20	VII	-
<b>F27</b>	Complesso (scorrimento rotazionale - colata)	Quiescente	-	-	No	15	-	-
<b>F28</b>	Complesso (scorrimento rotazionale - colata)	Attiva	-	-	No	20	-	-

<b>F29</b>	Scorrimento rotazionale	Parzialmente stabilizzato al piede	–	–	?	20	VII	–
<b>F30</b>	Complesso (scorrimento rotazionale - colata)	Quiescente	–	–	No	38	X	Pochi minuti dopo il terremoto

Parametri morfometrici – parte 1

Id frana	Quota spartiacque (m s.l.m.)	Quota fondovalle (m s.l.m.)	Quota nicchia (m s.l.m.)	Quota unghia (m s.l.m.)	Dislivello (m)	Energia di rilievo locale (m)	Altezza d'innesco (%)	Profondità della superficie di scorrimento (m)
<b>F1</b>	1324	541	1150	550	600	783	78	120
<b>F2</b>	1030	460	650	510	140	570	33	20
<b>F3</b>	350	140	223	155	68	210	40	24
<b>F4</b>	595	325	560	470	90	270	87	–
<b>F5</b>	1540	750	1130	750	380	790	48	30
<b>F6</b>	1251	620	825	620	205	631	32	15
<b>F7</b>	385	250	375	330	45	135	93	–
<b>F8</b>	807	500	650	500	150	307	49	–
<b>F9</b>	750	230	560	350	210	520	63	> 10
<b>F10</b>	690	470	685	470	215	220	98	–
<b>F11</b>	605	360	600	425	175	245	98	100
<b>F12</b>	915	407	877	407	470	508	93	40
<b>F13</b>	574	285	570	390	180	289	99	90
<b>F14</b>	609	360	585	360	225	249	90	25
<b>F15</b>	765	560	760	560	200	205	98	50
<b>F16</b>	890	205	870	205	665	685	97	–
<b>F17</b>	579	270	515	270	245	309	79	–
<b>F18</b>	840	605	830	630	200	235	96	50
<b>F19</b>	430	40	350	40	310	390	79	Tra 10 e 50
<b>F20</b>	1073	523	860	530	330	550	61	> 10
<b>F21</b>	2120	880	1080	880	200	1240	16	40
<b>F22</b>	1650	1060	1300	590	710	590	41	30
<b>F23</b>	1860	610	1210	640	570	1250	48	100
<b>F24</b>	2070	820	925	820	105	1250	8	–
<b>F25</b>	1113	795	950	840	110	318	49	–

F26	1329	975	1300	975	325	354	92	–
F27	1727	600	829	600	229	1127	20	27
F28	491	265	435	265	170	226	75	Tra 20 e 30
F29	432	193	235	193	42	239	18	15
F30	395	240	390	240	150	155	97	–

Parametri morfometrici – parte 2

Id frana	Pendenza nicchia (gradi)	Pendenza (gradi)	Pendenza media del pendio (gradi)	Lunghezza totale (m)	Larghezza massima (m)	Area (m <sup>2</sup> )	Volume (m <sup>3</sup> )
F1	23	8	19	3150	1120	2.020.000	200.000.000
F2	25	15	17	820	350	56.000	850.000
F3	25	20	20	288	225	43.000	750.000
F4	20	8	18	500	350	170.000	–
F5	35	26	20	1300	400	78.000	370.000
F6	60	36	25	495	250	58.000	220.000
F7	25	14	16	250	400	–	9.000.000
F8	38	20	22	500	700	330.000	–
F9	23	12	25	1000	800	500.000	–
F10	19	12	18	1145	450	331.479	–
F11	28	15	17	850	600	650.000	23.000.000
F12	22	10	20	2780	1550	5.500.000	–
F13	22	18	19	950	550	–	–
F14	21	5	20	900	350	300.000	250.000
F15	15	10	14	1300	750	780.000	30.000.000
F16	15	9	13	5300	1475	3.983.403	–
F17	17	9	15	1800	1200	2.160.000	–
F18	18	13	15	1400	600	1.000.000	40.000.000
F19	18	12	14	2500	1000	1.500.000	Alcune decine di milioni di metri cubi
F20	19	6	28	1700	240	108.000	–
F21	22	18	21	600	250	150.000	8.300.000
F22	23	12	20	1200	500	–	–
F23	30	27	23	1100	800	350.000	30.000.000
F24	32	28	22	350	150	75.000	–
F25	23	14	13	700	230	–	–
F26	26	23	25	1400	850	420.000	–



<b>F27</b>	56	32	34	750	300	220.000	–
<b>F28</b>	16	14	17	1000	250	300.000	7.000.000
<b>F29</b>	34	28	24	140	80	8.000	–
<b>F30</b>	35	32	34	330	300	–	–

## Informazioni geologiche

<b>Id frana</b>	<b>Materiali coinvolti</b>	<b>Geologia in sezione</b>	<b>Formazioni</b>
<b>F1</b>	Rocce e coperture detritiche legate a formazioni appartenenti alle unità tettoniche di M. Caio e di Canetolo, subunità Bratica	Il coronamento della nicchia interessa le potenti sequenze torbiditiche calcareo-marnose. Essa poggia sulla sua base stratigrafica di natura argillosa. Al di sotto di questi litotipi dell' Unità Caio troviamo solo due membri rocciosi della sottostante Unità di Canetolo. Al contorno della frana sono presenti formazioni appartenenti alle Unità Subligure di Canetolo ed all'Unità Ligure di Caio: flysch arenacei e calcari sovrapposti ad argilliti con calcarei a giacitura per lo più disordinata.	Unità subligure di Canetolo (Cretaceo - Miocene medio) e l' Unità ligure di M. Caio (Cretacico sup.)
<b>F2</b>	Detriti a composizione prevalentemente argillosa	Terreni prevalentemente argillosi e marnosi con inclusi lapidei	Unità Liguri (Cretaceo superiore, Unità tettonica Cassio, sottounità tettonica Panaro)
<b>F3</b>	Terreni argillosi appartenenti alle formazioni delle Argille Varicolori e delle Argille a Palombini	Successione caotica prevalentemente composta da argille con subordinata presenza di rocce arenacee appartenenti alle Unità Liguride	Argille varicolori (Cretaceo - Eocene inf.) - Argille a Palombini (Cretacico sup.)
<b>F4</b>	Detriti di copertura e parte del substrato arenaceo	Sequenza ritmica di strati e banchi di arenarie giallastre e granulometria variabile, cui si alternano orizzonti di marne bluastre con tipica fogliettatura	Marnoso-arenacea (Miocene medio-sup.)
<b>F5</b>	Blocchi e detriti di natura arenacea e siltosa, copertura colluviale	Flysch arenaceo marnoso costituito da arenarie ben cementate, generalmente ben gradate, con intercalazioni di siltiti e marne fogliettate	Arenarie di M. Cervarola (Aquitaniiano-Langhiano)
<b>F6</b>	Detrito in matrice siltoso-argillosa, copertura colluviale e parte del substrato flyschoidale	Flysch arenaceo marnoso costituito da arenarie ben cementate, generalmente ben gradate, con intercalazioni di siltiti e marne fogliettate	Arenarie di M. Cervarola (Aquitaniiano-Langhiano)
<b>F7</b>	Detriti a composizione prevalentemente argillosa con elevata componente sabbioso-siltosa.	Substrato della collina composto da argille siltose a diverso tenore sabbioso (Pliocene sup. - Pleistocene). Depositi composti da sabbie con alternanze di livelli argillosi e arenarie ciottolose (Pleistocene inf. - Siciliano) e ghiaie costituite da ciottoli di natura prevalentemente calcarea, ben arrotondati, immersi in una matrice sabbiosa (Pleistocene inf. - Crotoniano) situati sulla sommità del rilievo. Coperture costituite	Argille grigio-azzurre del Sangro (Pliocene sup. - Pleistocene)

		da detriti di versante e di frana a composizione prevalentemente argillosa con elevata componente sabbioso-siltosa.	
<b>F8</b>	Breccie grossolane e argille marnose	Presente una successione caratterizzata da argille marnose grigio-blauastre del Pliocene inferiore sovrastate da breccie grossolane del Pleistocene continentale	Breccie grossolane in matrice sabbioso-calcareo (Pleistocene continentale) - Argille marnose grigio-occearee (Pliocene inf.)
<b>F9</b>	Formazione Marnoso-Arenacea e detrito di falda	Il substrato è rappresentato dalla Formazione della Marnoso-Arenacea (affiorante presso l'Ospedale e nelle aree adiacenti), che si presenta con rocce coerenti, eterogenee, stratificate e notevolmente alterate. La copertura è rappresentata da Detrito di falda, con depositi di natura psefifica, spessore massimo di 38 metri. Nella zona affiorano anche: Scaglia Rossa e Bianca (a monte della zona in frana, sopra la strada per l'Eremo delle Carceri e sopra le Mura di Assisi), Depositi fluvio-lacustri (versante sud-ovest del Colle di Assisi)	Marnoso Arenacea - Detrito di falda - Scaglia Bianca e Rossa
<b>F10</b>	Argille, sabbie argillose ed argille azzurre della formazione di Ariano Irpino	Argille, sabbie argillose ed argille azzurre della formazione di Ariano Irpino. Presenti alla sommità del pendio conglomerati poligenici poco coerenti in strati e banchi.	Formazione di Ariano Irpino (Pliocene Inf. - Pliocene Med.)
<b>F11</b>	Parte dei Conglomerati di Serra Gagliano e della copertura costituita da paleoaccumuli di frana con depositi psefifici	Substrato composto da siltiti marnose (infra-medio plioceniche), non coinvolte nel movimento, che si presentano come rocce pseudocoerenti eterogenee, sovraconsolidate, caotiche, con una moderata alterazione, una fratturazione debole o assente ed una spaziatura tra le discontinuità di 15 cm. I Conglomerati di Serra Gagliano (Pleistocene) si presentano come rocce pseudocoerenti, normalconsolidate, eterogenee, fittamente stratificate e con una fratturazione debole o assente. La copertura si presenta in paleoaccumuli di frana con depositi psefifici, riconducibili a depositi alluvionali; presenta uno spessore compreso tra 5 e 10 metri, una cementazione totale debole.	Flysch rosso (Cretacico inferiore p.p.-Miocene p.p.) - Argille varicolori (Cretaceo - Eocene inf.) - Conglomerati di Serra Gagliano (Pleistocene)
<b>F12</b>	Complesso conglomeratico e argille scagliose	Il centro storico di Bisaccia (AV) è ubicato su un colle prodotto dall'incisione di un piastrone di conglomerati pliocenici sovrastante un banco di argille a scaglie. Il piastrone è attraversato da fratture sub-verticali ed ha uno spessore massimo di circa 100 m; la potenza stimata per il banco di argille è di almeno 200 m	Argille varicolori (Oligocene - Miocene)
<b>F13</b>	Copertura superficiale costituita da con di detrito con cementazione locale	L'abitato di Grassano sorge in parte su terreni sabbiosi - conglomeratici poggianti su argille azzurre calabrianne, in parte su queste ultime ed in parte su coperture detritiche sabbiose - conglomeratiche. Il substrato è costituito da rocce sciolte eterogenee e stratificate	Argille subappennine (Pleistocene inf.)
<b>F14</b>	La frana prende alimentazione dai materiali prevalentemente argillosi presenti al nucleo dell'anticlinale, affioranti nella parte alta dell'impluvio	Nell'are in frana si riscontrano alcuni dei termini tipici delle Unità Sicilidi, in sovrapposizione tettonica sulla Formazione di Castelvetere. Per quest'ultimo sono stati individuati due membri: il complesso pelitico-calcareo e il complesso arenaceo-conglomeratico.	Castelvetere (Tortoniano sup.)

<b>F15</b>	Il materiale coinvolto consiste in argille e conglomerati appartenenti all' Unità di Ariano Irpino	Il basamento è composto dai terreni appartenenti all' unità Sicilide composta da un complesso litologico con una prevalenza della componente argillosa (argille varicolori). Su queste poggiano in discordanza i terreni appartenenti all'unità Sicilide composti partendo dalla base da: conglomerati e arenarie, un'alternanza di conglomerati e argille, argille, e nella parte sommitale della successione i conglomerati superiori.	Argille varicolori (Cretaceo - Eocene inf.), Unità di Ariano (Pliocene)
<b>F16</b>	Materiale costituito prevalentemente da detrito eterometrico con clasti di natura eterogenea (arenarie, marne, calcari marnosi) in prevalente matrice argillosa	Il substrato presso la zona di distacco è costituito dalle arenarie quarzose della Formazione di Fragneto Monforte e dai terreni calcareo clastici con intervalli argillosi del membro FYRa della Formazione del Flysch Rosso. Presso la zona di scorrimento e di accumulo il substrato domina la Formazione di Corleto Perticara, costituita prevalentemente da calcilutiti, marne e marne argillose.	Fragneto Monforte (langhiano sup. - Serravalliano) - Flysch rosso (Cretacico inferiore p.p.-Miocene p.p.) - Corleto Perticara (Cretacico sup. - Miocene inf.)
<b>F17</b>	Argille grigio-azzurre plio-pleistoceniche	Il "Complesso Sicilide" nell'area in questione è rappresentato dalle argille varicolori, dalla Formazione di Stigliano o Flysch Numidico, e dalla Formazione di Serra Palazzo; sopra di essi giace in trasgressione la serie plio-pleistocenica del bacino di Sant' Arcangelo.	Argille grigio-azzurre (Pliocene medio - superiore) - Argille varicolori (Oligocene - Miocene) - Flysch Numidico (Miocene inf.) - Formazione di Serra Palazzo (Miocene sup. - medio)
<b>F18</b>	E' stata interessata la copertura alteritica superficiale e le argilliti scagliose con intercalati strati lapidei intensamente tettonizzati del substrato	la Formazione delle Argille Varicolori è costituita da argilliti grigie, verdi e rosse fittamente stratificate e scagliettate, a cui si intercalano sottili strati calcarenitici e marnosi; localmente è presente un livello potente circa 40 m di calcareniti e calciruditi in strati da decimetrici a metrici, con intercalazioni di marne rosse e verdi fittamente stratificate con noduli di selce	Argille varicolori (Oligocene - Miocene)
<b>F19</b>	L'evento franoso coinvolge essenzialmente litologie argillose ascrivibili a marne ed argille varicolori. Le litologie in questione sono caratterizzate da una forte eterogeneità composizionale comprendendo termini argilloso-montmorillonitici, a luoghi fittamente scagliettati, con elevato contenuto di pezzame lapideo di dimensioni fortemente variabili fino ad un massimo di alcune decine di centimetri	La frana di Cerda ha coinvolto essenzialmente Argille Varicolori cretacico-oligoceniche, contenenti numerosi olistoliti calcarenitici eocenico-oligocenici, appartenenti alla Formazione di Polizzi	Argille Varicolori (Cretacico - Oligocene) e Formazione di Polizzi (Oligocene - Eocene sup.)



<b>F20</b>	La frana in oggetto ha interessato in tutto il suo spessore la copertura superficiale costituita da paleoaccumuli di frana costituiti da depositi psefitici con mescolanze psammitiche e pelitiche, con locale cementazione moderatamente alterate. Inoltre la frana coinvolge tutto il versante in argille scagliose fino al fondovalle del fiume.	Le caratteristiche litotecniche del substrato, per quanto riguarda la formazione del Macigno, coinvolto nel movimento, sono di rocce coerenti, omogenee, stratificate. Le caratteristiche litotecniche del substrato, per quanto riguarda la formazione delle Argille Scagliose, coinvolto nel movimento, sono di rocce semicoerenti, eterogenee, caotiche (con spaziatura tra le superfici di discontinuità di 1 cm)	Macigno (Oligocene sup. - Miocene inf.) - Argille Scagliose (Cretaceo - Eocene)
<b>F21</b>	Argilliti e materiali di copertura	In quest' area affiora un substrato geologico costituito da terreni appartenenti alle Argilliti di Ponte Biola. Questa unità comprende vari litotipi per lo più argillosi e calcarei, nonché intercalazioni "esotiche" da parte di Calcari tipo "Grosso del Vescovo" ed è in rapporti dubbi con le Marne di Marmoreto. Esistono inoltre forti spessori di coperture moreniche wurmiane che nel passato hanno dato luogo a vasti franamenti. Il movimento di localizza in corrispondenza della venuta a giorno del passaggio litologico tra i depositi morenici e le Argilliti di Ponte Biola.	Argilliti di Ponte Biola
<b>F22</b>	Depositi morenici e parte del substrato argilloso	Arenarie di Monte Modino (torbiditi arenaceo-pelitiche intercalate ad argilliti e con la presenza di qualche strato marnoso). Unità di Pievepelago, (comprendente all'interno litotipi arenacei, marnosi, argillosi ed argilloso-calcarei)	Arenarie di Monte Modino - Unità di Pievepelago
<b>F23</b>	La frana in oggetto ha interessato in tutto il suo spessore la copertura superficiale costituita da paleoaccumuli di frana con mescolanze psefitiche, psammitiche e pelitiche.	Le caratteristiche litotecniche del substrato, per quanto riguarda la formazione del Calcare Cavernoso, non coinvolto nel movimento, sono di rocce coerenti, omogenee, massicce, molto alterate e mediamente fratturate. Le caratteristiche litotecniche del substrato, per quanto riguarda la scaglia rossa, coinvolto nel movimento, sono di rocce semicoerenti, eterogenee, scistose fortemente alterate e fratturate. Le caratteristiche litotecniche del substrato, per quanto riguarda la formazione del Macigno, non coinvolto nel movimento, sono di rocce coerenti, omogenee, stratificate, mediamente alterate.	Calcare Cavernoso (Triassico sup.) - Scaglia Rossa (Cretaceo) - Macigno (Oligocene sup. - Miocene inf.)
<b>F24</b>	Argilliti e materiali di copertura	In quest' area affiora un substrato geologico costituito da terreni appartenenti alle Argilliti di Ponte Biola. Questa unità comprende vari litotipi per lo più argillosi e calcarei, nonché intercalazioni "esotiche" da parte di Calcari tipo "Grosso del Vescovo" ed è in rapporti dubbi con le Marne di Marmoreto. Esistono inoltre forti spessori di coperture moreniche wurmiane che nel passato hanno dato luogo a vasti	Argilliti di Ponte Biola

			frammenti.	
<b>F25</b>	Il movimento coinvolge la porzione superficiale alterata e colluviale delle Argilliti di Ponte Biola.		In quest' area affiora un substrato geologico costituito da terreni appartenenti alle Argilliti di Ponte Biola. Questa unità comprende vari litotipi per lo più argillosi e calcarei, nonché intercalazioni "esotiche" da parte di Calcari tipo "Gropo del Vescovo" ed è in rapporti dubbi con le Marne di Mormoreto. Esistono inoltre forti spessori di coperture moreniche wurmiane che nel passato hanno dato luogo a vasti frammenti	Argilliti di Ponte Biola
<b>F26</b>	Argille scagliose e terreni di copertura		Nella parte superiore del versante affiorano terreni appartenenti alla Formazione delle Argille e Calcari di Canetolo (argilliti nere alternate a calcareniti gradate, a calcari marnosi e talvolta ad arenarie fini) inglobanti, con rapporti di tipo stratigrafico un'estesa lente di Calcari di Gropo del Vescovo (prevalenti calcari e calcari marnosi di colore bianco e grigio chiaro). A valle dell'abitato un sovrascorrimento porta le Argille e Calcari di Canetolo in contatto con altre formazioni; esse sono: Gessi e Calcari Cavernosi (alternanza di gessi ed anidriti di colore bianco e dolomie nere), Arenarie di Monte Modino (arenarie grigie, da medie a grossolane, alternate ad argilliti grigio-scure), Marne di Mormoreto (siltiti grigie con rare intercalazioni arenacee).	Argille e Calcari di Canetolo - Calcari di Gropo del Vescovo - Gessi e Calcari Cavernosi - Marne di Mormoreto - Arenarie di Monte Modino
<b>F27</b>	Argilliti variegata con calcari, marne, gessi e terreni di copertura		Il substrato è rappresentato dai Gessi e Calcari Cavernosi e dalle Argilliti di Ponte Biola. I primi si presentano come rocce semicoerenti, eterogenee, strettamente ripiegate, con un'elevata fratturazione ed una giacitura indeterminata; le Argilliti si presentano come rocce pseudocoerenti, eterogenee e fittamente scistose. Nella zona affiorano inoltre le Arenarie di Monte Modino.	Argilliti di Ponte Biola - Calcare Cavernoso - Arenarie di Monte Modino
<b>F28</b>	Argille varicolori e la sovrastante copertura detritica		Il substrato è costituito dal Complesso caotico delle argille varicolori. A monte della nicchia di distacco troviamo basalti ofiolitici fratturati e alterati, che poggiano sulle argille mioceniche	Argille varicolori (Oligocene - Miocene)
<b>F29</b>	La frana interessa in massima parte il conglomerato della Formazione a colombacci che affiora in una serie di blocchi articolati, di dimensioni variabili, collegati da una matrice sabbiosa limosa e da detrito di versante		Le superfici di scorrimento della frana sono rappresentate da piani di stratificazione della Marnoso-Arenacea (alternanza ritmica di strati arenacei e marnosi con contenuto variabile di silt) che si presenta come una roccia coerente, eterogenea, stratificata. A tetto è inoltre presente la Formazione a Colombacci (marne e argille marnose, arenarie, conglomerati)	Marnoso-arenacea (Miocene medio-sup.) e Formazione a colombacci (Messiniano sup.)
<b>F30</b>	sabbie, arenarie, graniti e filladi alterate		Il paese è costruito in pendio o su terreno in parte livellato da trasporti artificiali di terra: è a contatto di graniti e filladi con calcari e molasse mioceniche	-

**Condizioni strutturali, idrogeologiche e pluviometriche**

Id frana	Assetto strutturale	Condizioni idrogeologiche	Dati pluviometrici
<b>F1</b>	Sequenze torbiditiche calcareo-marnose a giacitura sub-orizzontale	Acque sorgive presenti al coronamento della frana. Presso la zona di distacco, il contatto tra flysch di M. Caio ed i sottostanti complessi di base (della stessa Unità e dell' Unità di Canetolo) rappresenta un importante soglia di permeabilità.	Media 1500 mm/anno, 175 mm nel Dicembre 1995
<b>F2</b>	-	Versante in condizioni di saturazione	La ripresa del movimento è avvenuta in piena stagione invernale
<b>F3</b>	-	Assenza di acqua di infiltrazione e di livello piezometrico	La frana è avvenuta al termine di un lungo periodo siccitoso
<b>F4</b>	Strati a franapoggio più inclinato del pendio, inclinazione minima 10-13°	Falde effimere presenti nei livelli arenacei più duri	-
<b>F5</b>	Strati a frana poggio con inclinazione di poco inferiore, a tratti uguale, a quella del pendio	Materiale eterogeneo e sciolto, completamente privo di coesione e in condizioni di saturazione	Precipitazioni intense prima dell'evento. Media annua nel cinquantennio 1921-1970 di 2208 mm
<b>F6</b>	Strati a reggi poggio con inclinazione di 15-20°	Presenza della falda all'interno della coltre detritica	Deficit di precipitazioni nei 3 mesi precedenti
<b>F7</b>	Il substrato argilloso si presenta lievemente immergente verso NE (franapoggio meno inclinato del pendio) mentre le sabbie e i conglomerati sommitali poggiano in discordanza sulle argille con giacitura suborizzontale.	Presenza di falda con flusso diretto verso la base del versante dove le linee di deflusso risultano divergenti	-
<b>F8</b>	Presente nell'area in esame una sovrapposizione di formazioni rigide su di un substrato costituito da formazioni prevalentemente argilloso-marnose	Al contatto tra calcari ed argille si hanno molte sorgenti. Si registra la presenza di un significativo deflusso sub-superficiale che interessa il versante	-
<b>F9</b>	Si nota la presenza di faglie generanti depressioni tettoniche convergenti lungo il versante verso la stretta dell'Ospedale, più o meno colmata da detriti	Drenaggio superficiale canalizzato libero, falda idrica singola. E' stata rilevata una falda radiale a profilo longitudinale iperbolica a filetti convergenti lungo l'asse dell'impluvio che conduce all'ex opera di captazione Pieri e al Fosso di San Damiano. Per quel che riguarda l'escursione della falda si passa da 30-50 cm a 260-320 cm. Il terreno presenta un'elevata permeabilità	-
<b>F10</b>	I conglomerati poligenici poggiano sulla facies prevalentemente argillosa della formazione di Ariano Irpino	Anomalie di portata alla sorgente M. Guardia osservate prima, durante e dopo l' evento sismico	-
<b>F11</b>	I Conglomerati di Serra Gagliano presentano una giacitura a	Drenaggio superficiale canalizzato libero, falda	-



	frana poggio meno inclinata del pendio (N29025)	idrica a due o più falde, sorgenti diffuse, permeabilità disomogenea	
<b>F12</b>	Il piastrone conglomeratico presenta una giacitura sub orizzontale	Il pelo libero della falda si trova a 80 m dal p.c. Drenaggio superficiale areale libero, falda idrica a due o più falde, sorgenti assenti, permeabilità disomogenea	–
<b>F13</b>	Il substrato presenta una giacitura a franapoggio meno inclinata del pendio	Drenaggio superficiale canalizzato libero con permeabilità disomogenea, falda idrica presente	–
<b>F14</b>	Le sequenze arenacee, deformate secondo pieghe a diversa ampiezza con assi subparalleli e vergenza verso NE, appaiono essere suddivise in una serie di blocchi separati da faglie. Nella zona di Chianello sono state individuate due distinte pieghe, la prima con direzione N 135° e vergenza N 45°, la seconda con direzione N 60° e vergenza N 330°	Nella zona di alimentazione della frana si rinvengono diffuse emergenze sorgentizie di esigua portata stimata complessivamente alla fine della stagione estiva come compresa tra 0.1 l/s e 0.5 l/s	–
<b>F15</b>	Nella zona sud dell'area in frana abbiamo il contatto tettonico per mezzo una faglia tra l' Unità di Ariano e le Argille Varicolori	Anteriormente al terremoto del 1980, il livello piezometrico era quasi al livello del piano campagna nel corpo di frana; al top del versante, vicino alla corona di frana, il livello piezometrico era profondo 8 metri.	–
<b>F16</b>	Il Flysch Rosso affiorante prevalentemente nella zona di distacco si presenta in sovrascorrimento sui terreni appartenenti alla Formazione di Fragneto Monforte e Corleto Perticara.	Presenti sorgenti ai lati della nicchia e del corpo di frana, presso il Vallone Fetente	–
<b>F17</b>	Le argille grigio-azzurre hanno una inclinazione variabile da suborizzontale in prossimità del torrente Sauro a 10-15 gradi nella parte medio alta del pendio. A nord sono in contatto tettonico con il complesso alloctono e con parte delle calcareniti a mezzo di una faglia inversa, che ha sollevato e talora raddrizzato le calciruditi stesse.	–	–
<b>F18</b>	–	La falda si attesta nei primi 15 metri di profondità. La superficie piezometrica si trova ad 1 m sotto il piano campagna	Assenza di piogge nei giorni antecedenti il sisma
<b>F19</b>	I terreni della Formazione di Polizzi si sono accavallati per thrust su calcareniti e calcari marnosi triassici (Formazione della Mufara), estesamente affioranti, verso sudest, in finestra tettonica. La spalla destra della frana corre in corrispondenza di un contatto tettonico tra le marne e le argille varicolori e le argilliti e marne liassiche dell'Unità di Cerda-Roccapalumba	Abbiamo la sovrapposizione di rocce relativamente permeabili su materiali impermeabili. Il livello statico della falda superficiale si attesta intorno ai 5 metri dal piano-campagna, nell' area in frana sono presenti sporadiche sorgenti che inducono a ritenere possibile una saturazione dei livelli sub-	–

		superficiali delle argille varicolori.	
<b>F20</b>	Giacitura a franapoggio meno inclinata del pendio, immersione di 135°, inclinazione di 20°, spaziatura tra le superfici di discontinuità di 100 cm	Drenaggio superficiale ad areale impedito con permeabilità disomogenea, sorgenti diffuse, più falde idriche presenti	Precipitazioni intense prima del fenomeno
<b>F21</b>	Unità costituite in prevalenza da argille intensamente piegate e fratturate dalla scala dell'affioramento fino alla scala del campione ("argille scagliose")	Sorgenti presenti presso il cumulo di frana. Sovrapposizione di una coltre permeabile composta dai depositi morenici su un substrato argilloso caratterizzato da bassa permeabilità	Precipitazioni intense prima del fenomeno
<b>F22</b>	–	Presenza di acqua a profondità di ca. 1,5 – 3 m, con la sola eccezione del foro eseguito a valle del nucleo storico dell'abitato, ove la falda si è posizionata a ca. -5,5 m	Precipitazioni intense prima del fenomeno
<b>F23</b>	Giacitura a franapoggio meno inclinata del pendio, immersione di 90° N, inclinazione di 18° e spaziatura tra le superfici di discontinuità 1 cm	Presente una sorgente ad est del paese con portate di 10 l/s. Drenaggio superficiale ad areale libero con permeabilità disomogenea, più falde presenti.	La piovosità raggiunge i 2000 mm/anno e piogge critiche di 80 mm/ora
<b>F24</b>	Unità costituite in prevalenza da argille che a causa della loro storia tettonica risultano intensamente piegate e fratturate dalla scala dell'affioramento fino alla scala del campione ("argille scagliose")	Sovrapposizione di una coltre permeabile composta dai depositi morenici su un substrato argilloso caratterizzato da bassa permeabilità	Precipitazioni intense prima del fenomeno
<b>F25</b>	Unità costituite in prevalenza da argille che a causa della loro storia tettonica risultano intensamente piegate e fratturate dalla scala dell'affioramento fino alla scala del campione ("argille scagliose")	Sovrapposizione di una coltre permeabile composta dai depositi morenici su un substrato argilloso caratterizzato da bassa permeabilità	Precipitazioni intense prima del fenomeno
<b>F26</b>	Argille intensamente tettonizzate, unità costituite in prevalenza da argille intensamente piegate e fratturate dalla scala dell'affioramento fino alla scala del campione ("argille scagliose")	Presenti diverse sorgenti presso la nicchia di distacco	Precipitazioni intense prima del fenomeno
<b>F27</b>	E' presente una faglia beante con immersione nord-est - sud-ovest ed inclinazione di 25°.	Sorgenti diffuse e permeabilità disomogenea	–
<b>F28</b>	–	Presenti diverse sorgenti presso la nicchia di distacco	–
<b>F29</b>	Strati a franapoggio più inclinato del pendio (N135)	Registrate diverse sorgenti in prossimità dell'abitato di Predappio. Superficie piezometrica a circa 8-13 m sotto il piano campagna nella parte alta del versante e a circa 5-7 m nella parte bassa del pendio. L'accumulo presenta una circolazione idrica caratterizzata da falda idrica singola, sorgenti diffuse, permeabilità disomogenea.	Piovosità media per il periodo 1921-1950 di 1000 mm/anno
<b>F30</b>	Sabbie e arenarie del Miocene sup. giacciono in discordanza su calcari giurassici, filladi del Paleozoico e graniti dell' Unità Alpina	–	–

**Ulteriori informazioni ed elementi diagnostici legati ai movimenti franosi**

<b>Id frana</b>	<b>Instabilità superficiali</b>	<b>Uso del suolo</b>	<b>Elementi presenti prima del dissesto</b>	<b>Elementi rilevati dopo il dissesto</b>	<b>Fattori predisponenti</b>
<b>F1</b>	Piccole frane rototraslative secondarie ai lati della frana, Colate di terra superficiali	Boschi e insediamenti antropici	–	Invasi d'acqua all'interno del corpo di frana	Sottospinte idrauliche e alterazione
<b>F2</b>	Colate di terra superficiali	Seminativi	–	Ristagno d'acqua	Precipitazioni
<b>F3</b>	–	Seminativi	–	–	Instabilità generata per attività antropica alla base del versante
<b>F4</b>	–	–	Lesioni sull'asfalto della strada a quota 530 m s.l.m.	Fenditure nel terreno. Fuoriuscita di acqua dalle fessure con successivo ruscellamento lungo il pendio.	Alterazione e giacitura
<b>F5</b>	Smottamenti superficiali	–	–	–	–
<b>F6</b>	Scivolamenti di detrito superficiali	Arborato	–	Fenditure nel terreno	Pendenza e scalzamento al piede
<b>F7</b>	Movimenti in atto presenti sia nel settore retrostante la scarpata di nicchia sia lungo il versante	–	–	Ristagno d'acqua	–
<b>F8</b>	–	Insediamenti e infrastrutture	–	Il sisma provocò diverse fratture sul versante e la variazioni della circolazione idrica sotterranea	Alterazione, Giacitura, Tettonica, Scalzamento al piede
<b>F9</b>	–	–	–	Ristagno d'acqua	Tettonica, fratturazione, litologia e alterazione
<b>F10</b>	–	–	–	Numerose fratture con andamento est-ovest	–
<b>F11</b>	–	Cespugliato, prato e pascolo, seminativo arborato, insediamenti urbani	La frana ha già avuto altre riattivazioni in concomitanza di altri eventi sismici, in particolare per i terremoti del 1694, 1910 e 1930. Nel 1951	Ristagno d'acqua	Alterazione, fratturazione, litologia, tettonica, giacitura e scalzamento al piede



			una riattivazione si ebbe a seguito di piogge prolungate.		
<b>F12</b>	–	Bosco, cespugliato, seminativo arborato, insediamenti urbani	Presenti fratture nel corpo di frana	Numerose fratture nel centro abitato	Acclività, fratturazione, litologia, giacitura e scalzamento al piede
<b>F13</b>	–	–	–	–	Acclività, litologia, giacitura e tettonica
<b>F14</b>	–	–	–	Ristagno d'acqua	Alterazione, fratturazione, litologia, giacitura e scalzamento al piede
<b>F15</b>	–	–	–	Formazione di laghetti nel corpo di frana	Stratigrafia, assetto strutturale, erosione fluviale alla base del versante, intensi periodi pluviometrici
<b>F16</b>	Colate di terra nella zona superiore della frana e piccoli scorrimento al piede	–	–	Formazione di laghetti nel corpo di frana	–
<b>F17</b>	–	–	–	Fratture nel terreno e rigonfiamenti da compressione alla base del corpo di frana	–
<b>F18</b>	Scorrimenti e colate	–	–	Profonde fratture nel terreno. Forme da espulsione di acqua in pressione (vulcanetti di fango)	Assetto strutturale e alte pressioni interstiziali
<b>F19</b>	Fenomeni di deformazione superficiale lenta del tipo soilcreep	Il suolo è essenzialmente adibito ad uso agricolo con prevalenti colture ad ortaggi e secondariamente a vite ed olivo; frequenti sono i terrazzamenti antropici e numerosi sono i laghetti artificiali (profondi fino a circa 7 m), adibiti a vasche di raccolta di acque di falda e/o piovane ad uso irriguo	–	Fratture nel terreno e deformazioni del versante la mattina dopo il terremoto. Riattivazione di sorgenti secche	Saturazione dei terreni, presenza di faglie, erosione fluviale alla base del versante
<b>F20</b>	–	Insedimenti e infrastrutture	–	–	Acclività, litologia, tettonica e scalzamento al piede
<b>F21</b>	Fenomeni da flusso superficiali	–	–	Ristagno d'acqua	Precipitazioni, litologia e struttura

<b>F22</b>	–	Arborato	–	Ristagno d'acqua	–
<b>F23</b>	Dissesti generalizzati alla base del versante	–	–	–	Litologia, Tettonica, Fratturazione, Acclività e Scalzamento al piede
<b>F24</b>	–	–	–	–	Precipitazione e alterazione
<b>F25</b>	–	–	–	–	Precipitazione e saturazione
<b>F26</b>	–	–	–	–	Litologia
<b>F27</b>	–	–	–	–	Acclività, litologia e tettonica
<b>F28</b>	Fenomeni di deformazione superficiale lenta del tipo soilcreep alla base del versante	–	–	Presenti fratture nel corpo di frana	–
<b>F29</b>	–	–	–	–	Giacitura e litologia
<b>F30</b>	–	Insedamenti e infrastrutture	–	–	Alterazione

### Fattori conseguenti il dissesto, monitoraggio e riferimenti bibliografici

Id frana	Effetti e danni	Interventi attuati	Ulteriori elementi	Monitoraggio	Riferimenti bibliografici
<b>F1</b>	Gravi danni a edifici e infrastrutture	Drenaggi, sistemazioni idraulico-forestali, livellamento del corpo di frana. Trincee drenanti profonde 12 m	Il 29 Gennaio 1996 si registra una lieve scossa sismica (II° grado della scala MCS, magnitudo 2,2) nella vicina Lunigiana, a Parma non è registrata nemmeno a livello strumentale mentre a Corniglio è avvertita in maniera molto amplificata. Erosione al piede	Il monitoraggio della frana avviene mediante rilevamenti topografici e a mezzo inclinometri, con tubi profondi 80 m, piezometri, rilevamento sismico con tecnica a rifrazione	a) The AVI project - <i>Landslide Database b) Caratteristiche geologiche e morfologiche della grande frana di Corniglio (Appennino settentrionale, Provincia di Parma)</i> , M. Pellegrini et Al. - Mem. Soc. Geol. It., 53 (1998), 543-561 c) <b>Additional Causes of Seismically-Related Landslides in the orthern Apennines, Italy.</b> G. Tosatti et Al. - Revista de geomorfologie – vol. 10, 2008, pp. 5-21
<b>F2</b>	Danni alle infrastrutture di comunicazione e a campi coltivati	–	Erosione al piede	Misure piezometriche e inclinometriche	a) The AVI project - <i>Landslide Database b) Additional Causes of Seismically-Related Landslides in the orthern Apennines, Italy.</i> G. Tosatti et Al. - Revista de geomorfologie – vol. 10, 2008, pp. 5-21 c) <b>Frane del bacino del Panaro correlabili ad eventi sismici.</b> Tosatti G. - Da "Rassegna Frignanese", 33 (2003)
<b>F3</b>	Ostruzione della strada provinciale del Panaro	Drenaggi, sistemazioni idraulico-forestali	–	Misure piezometriche e inclinometriche	a) The "unusual" Cà Bonettini landslide (Province of Modena, Italy). G. Tosatti - ATTI DELLA SOCIETÀ DEI NATURALISTI E MATEMATICI DI MODENA. 2006 ; 137 Pages: 145 - 156

<b>F4</b>	Gravi danni a edifici e infrastrutture di comunicazione	Drenaggi superficiali	–	–	<p><b>a) The AVI project - Landslide Database b) Studio geologico di un fenomeno di dissesto avvenuto a Monteverde di Valfabbrica. P. Conversini - Geologia tecnica n.2 - 1983 - 33</b></p>
<b>F5</b>	Gravi danni a edifici	Briglie, canalette di scolo, difese spondali	Erosione al piede	Nel versante indagato non sono presenti sistemi di monitoraggio	<p><b>a) Alcuni esempi di frane determinate da sismi nell'alto Appennino modenese e reggiano. Pellegrini M. e Tosatti G. - Atti della Società dei Naturalisti e Matematici di Modena, vol. 113 (1982) b) Analisi di Dettaglio della Franosità di alcune località in Provincia di Modena e Provincia di Reggio Emilia. Università di Modena e Reggio Emilia - Dipartimento di Scienze della Terra e Regione Emilia-Romagna - Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli. Attività di studio integrato relativo a fenomeni franosi ricadenti nelle province di Modena e Reggio Emilia, finalizzato al miglioramento della Cartografia Regionale dei Dissesti alla scala 1:10.000 c) Frane del bacino del Panaro correlabili ad eventi sismici. Tosatti G. - Da "Rassegna Frignanese", 33 (2003)</b></p>
<b>F6</b>	Lesioni ad alcune abitazioni	Sistemazioni idraulico forestali, trincee drenanti e briglie	Erosione al piede	–	<p><b>a) Additional Causes of Seismically-Related Landslides in the orthern Apennines, Italy. G. Tosatti el Al. - Revista de geomorfologie – vol. 10, 2008, pp. 5-21 b) Alcuni esempi di frane determinate da sismi nell'alto Appennino modenese e reggiano. Pellegrini M. e Tosatti G. - Atti della Società dei Naturalisti e Matematici di Modena, vol. 113 (1982) c) Frane del bacino del Panaro correlabili ad eventi sismici. Tosatti G. - Da "Rassegna Frignanese", 33 (2003)</b></p>
<b>F7</b>	Distruzione parziale del centro abitato di Castel Frentane	–	Eseguite analisi di stabilità del pendio in condizioni dinamiche (metodo numerico alle differenze finite, FLAC, e Metodo di Newmark) e in condizioni statiche (Janbu)	Sondaggi geognostici e misure piezometriche	<p><b>a) Studio delle condizioni di stabilità dei versanti a seguito di forti terremoti: applicazione a un area tipica dell'Appennino centrale. Mancini B., Martino S., Prestininzi A., Rischia I., Romeo R. - Mem. Soc. Geol. It., 56 (2001), 83-98. b) "DOM4.1, un database di osservazioni macrosismiche di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno" - Dal web</b></p>
<b>F8</b>	Travolti vari edifici	–	Erosione al piede	Sono state eseguite indagini in sito con sondaggi meccanici, prelievo di campioni. Monitoraggio	<p><b>a) Evaluating seismically induced mass movement hazard in Caramanico Terme (Italy). J. Wasowski e V. Del Gaudio - Engineering Geology 58 (2000) 291-311. b) The AVI project - Landslide Database. c) Risposta di sito in un'area franosa: osservazioni accelerometriche a</b></p>



					mediante inclinometri e piezometri.	<b>Caramanico Terme (PE), J.Wasowski e V. Del Gaudio - GNGTS – Atti del 23° Convegno Nazionale / 09.09</b>
<b>F9</b>	Gravi danneggiamenti a diversi edifici e infrastrutture di comunicazione e	Disciplinamento delle acque superficiali e sistemazione forestale (San Damiano); drenaggi profondi: pozzi con duplice funzione (drenante, tramite dreni sub-orizzontale e stabilizzante mediante tiranti parzialmente pretesi); pozzi di terrazzamento con pali incastrati 4 metri nell'arenaria sana e tiranti in fondazione; opere di placaggio (ancoraggio, con tiranti, di muri di sostegno e solettoni di contenimento di scarpate più creazione di paratie di pali, ancorate con tiranti)	-		Nei pozzi di primo intervento sono stati installati martinetti piatti e celle di carico sui tiranti onde misurare la spinta in alto, cavalletti strumentati onde misurare spinte e deformazioni in alto e per controllare l'efficacia dei pozzi drenanti, piezometri, inclinometri, fessurimetri e rete geodetica	<b>a) The AVI project - Landslide Database</b>
<b>F10</b>	Interessamento di buona parte delle abitazioni in contrada San Pietro	-	Erosione al piede		-	<b>a) Gli effetti cosismici sull'ambiente fisico per la valutazione della vulnerabilità del territorio. Esposito E. &amp; Porfido S. (2010) - Dalle Fonti all'Evento. Percorsi strumenti e metodi per l'analisi del terremoto del 23 luglio 1930 nell'area del Vulture</b>
<b>F11</b>	Gravi danneggiamenti a diversi edifici e infrastrutture	Drenaggi (canalizzazioni), sistemazioni idraulico-forestali (difese spondali,	Lingue di colata si dipartono dal piede dello scorrimento rotazionale fino a raggiungere il corso del fiume Ofanto. Erosione al piede in atto		Sono state eseguite indagini in sito con sondaggi meccanici, prelievo di campioni ed altre prove. Sono	<b>a) Risultati dello studio preliminare della frana di Calitri (AV) mobilitata dal terremoto del 23 Novembre 1980. M. Del Prete e G. Trisorio Liuzzi (1981) - Geologia applicata e idrogeologia 16, pp. 153-165. b) The AVI project - Landslide Database. c) Landslides at Calitri, southern</b>

	di comunicazione e	argini e rimboschimenti), riduzione delle forze agenti (gradonatura), incremento delle forze resistenti (muri a gravità, tirantature, imbrigliature e palificazioni), controllo e sorveglianza (mire topografiche, rilievi topografici ripetuti e estensimetri), opere varie (gabbionate, muri di protezione)		state anche eseguite indagini di laboratorio che sono consistite in prove d'identificazione, prove triassiali UU, prove di taglio diretto e residuo. Monitoraggio mediante inclinometri e piezometri.	<p><b>Apennines, reactivated by the earthquake of 23rd november 1980.</b> <i>Hutchinson J.N. e Del Prete M. (1985) - Geologia applicata e idrogeologia</i> 20 (1), pp. 9-38. <b>d) Evoluzione dei versanti e franosità.</b> <i>Guida M. e Iaccarino G. (1984) - Lineamenti di Geologia Regionale e Tecnica (Coll.: Ricerche e studi FORMEZ n. 37), pp. 75-98. e) Geologia e fenomeni franosi dell'Alta valle del F. Ofanto.</i> <i>Budetta P.; Calcaterra D.; De Riso R. e Santo A. (1990) - Memorie della Società Geologica Italiana vol. 45</i></p>
<b>F12</b>	Gravi danneggiamenti a diversi edifici e infrastrutture di comunicazione e	Sistemazioni idraulico forestali (rimboschimenti), riduzione delle forze agenti (riduzione peso alla testa)	Erosione al piede in atto. Il fenomeno franoso ha avuto le maggiori riattivazioni in concomitanza degli ultimi disastrosi terremoti che hanno colpito l' Irpinia (1930, 1964 e 1980)	Controllo e sorveglianza (mire topografiche, rilievi topografici ripetuti, inclinometri e fessurimetri)	<p><b>a) Fenomeni franosi connessi con attività sismica nell'area compresa tra San Giorgio la Molara e Bisaccia.</b> <i>Cantalamessa G.; Dramis F.; Pambianchi G.; Romano A.; Santoni A.M. e Tonnetti G. (1981) - Rendiconti della Società Geologica Italiana, 4 (pp. 467-469) b) The AVI project - Landslide Database c) Some effect on natural slope stability induced by the 1980 Italian earthquake.</i> <i>D'Elia B.; Esu F.; Pelleggrino A. e Pescatore T.S. (1985) - Proceedings of the 11. International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering - San Francisco, 12-16 aug. 1985 d) Distribuzione dei fenomeni franosi riattivati dai terremoti dell'Appennino Meridionale. Censimento delle frane del terremoto del 1980.</i> <i>Esposito E.; Gargiulo A.; Iaccarino G.; Porfido S. (1996) - Atti del Convegno internazionale Alba 96 - LA PREVENZIONE DELLE CATASTROFI IDROGEOLOGICHE: IL CONTRIBUTO DELLA RICERCA SCIENTIFICA - Alba, 5-7 nov. 1996 (pp. 409-430)</i></p>
<b>F13</b>	Gravi danni a edifici e infrastrutture di comunicazione e	-	Erosione al piede	Sono stati effettuati indagini in situ: sondaggi meccanici, prelievo campioni e misure inclinometriche	<p><b>a) La frana del centro storico di Grassano: meccanismo, età, effetti del terremoto del 23/11/1980.</b> <i>M. Del Prete (1981) - Rendiconti della Società Geologica Italiana 4, pp. 169-172. b) Distribuzione dei fenomeni franosi riattivati dai terremoti dell'Appennino Meridionale. Censimento delle frane del terremoto del 1980.</i> <i>Esposito E.; Gargiulo A.; Iaccarino G.; Porfido S. (1996) - Atti del Convegno</i></p>

					internazionale Alba 96 - LA PREVENZIONE DELLE CATASTROFI IDROGEOLOGICHE: IL CONTRIBUTO DELLA RICERCA SCIENTIFICA - Alba, 5-7 nov. 1996 (pp. 409-430) c) <b>The AVI project - Landslide Database</b>
<b>F14</b>	Gravi danni a edifici	-	Erosione al piede in atto	-	a) <b>The AVI project - Landslide Database b) Il fenomeno franoso della località Chianello nel comune di Castelfranci (AV).</b> <i>P. De Vita, M. Focareta e F.M. Guadagno</i> - Mem. Soc. Geol. It., 56 (2001)
<b>F15</b>	-	-	Erosione al piede	Misure piezometriche e inclinometriche	a) <b>Occurrence and development of a large landslide (Andretta - Italy) reactivated by the nov. 23, 1980 earthquake.</b> <i>B. D'Elia, G. Federico, T. Pescatore, F. Rippa</i> - Geologia applicata e idrogeologia 21 (2) pp. 365-381 b) <b>Distribuzione dei fenomeni franosi riattivati dai terremoti dell'Appennino Meridionale. Censimento delle frane del terremoto del 1980.</b> <i>Esposito E.; Gargiulo A.; Iaccarino G.; Porfido S. (1996)</i> - Atti del Convegno internazionale Alba 96 - LA PREVENZIONE DELLE CATASTROFI IDROGEOLOGICHE: IL CONTRIBUTO DELLA RICERCA SCIENTIFICA - Alba, 5-7 nov. 1996 (pp. 409-430)
<b>F16</b>	Fratture in edifici e strade	-	Erosione al piede in atto	-	a) <b>Distribuzione dei fenomeni franosi riattivati dai terremoti dell'Appennino Meridionale. Censimento delle frane del terremoto del 1980.</b> <i>Esposito E.; Gargiulo A.; Iaccarino G.; Porfido S. (1996)</i> - Atti del Convegno internazionale Alba 96 - LA PREVENZIONE DELLE CATASTROFI IDROGEOLOGICHE: IL CONTRIBUTO DELLA RICERCA SCIENTIFICA - Alba, 5-7 nov. 1996 (pp. 409-430) b) <b>Deformazioni e movimenti di massa indotti dal sisma del 23-11-1980 nella media valle del f. Tammaro (BN).</b> <i>R. Genevois &amp; A. Prestinzi (1981)</i> - Geologia applicata e idrogeologia 17 (1), 1982.
<b>F17</b>	-	-	-	-	a) <b>Un fenomeno di scivolamento profondo delle argille grigio-azzurre Plio-Calabrianne nella valle del T. Sauro (Lucania) prodotto dal terremoto del 23 nov. 1980.</b> <i>Cherubini C.; Guerricchio A. e Melidoro G. (1981)</i> - Rendiconti della Società Geologica Italiana (4), pp. 155-159, 1981.
<b>F18</b>	Danneggiamento di alcune abitazioni e	-	La superficie di rottura presenta le caratteristiche di una zona di taglio con	Sono stati effettuati indagini in situ: sondaggi meccanici,	a) <b>The Large Salcito Landslide Triggered by the 2002 Molise, Italy, Earthquake.</b> <i>Bozzano F. et Alti (2004).</i> Earthquake Spectra, 20(2), 1 – 11. b) <b>Self-excitation</b>

	alcune <i>life lines</i> (acquedotti e strade)		evidenze di ossidazione (arrossamento) e brecciatura nonché con una sensibile riduzione della dimensione delle scaglie di argilla. Erosione al piede	prelievo campioni, misure inclinometriche e piezometriche	<b>process due to local seismic amplification responsible for the reactivation of the Salcito landslide (Italy) on 31 October 2002.</b> <i>Bozzano F. et Alti (2008).</i> JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 113. c) <b>La frana sismoindotta di Salcito (CB): costruzione di un modello geologico tecnico.</b> <i>Bozzano F. et Alti (2008).</i> NGTGS – Atti del 23° Convegno Nazionale / 04.08
<b>F19</b>	Gravi danni a edifici e infrastrutture di comunicazione	-	Presenza di fratture di trazione a monte del distacco. Nel settore di valle presenza di rigonfiamenti del terreno e di fratture da compressione. Erosione al piede in atto	-	a) <b>Rapporto ricognitivo della frana in località “S. Antonio di Cerda” (Palermo) Innescata dal terremoto della Sicilia settentrionale del 6 Settembre 2002”,</b> Università di “Urbino” – Istituto di Geologia Applicata, Pubblicazione del 26/01/2008, <i>R. Romeo, F. Veneri, G. Tonelli, M. Floris, C. Paletta b) A multidisciplinary approach to the evaluation of the mechanism that triggered the Cerda landslide (Sicily, Italy).</i> <i>V. Agnesia, M. Camarda, C. Conoscenti, C. Di Maggio, I.S. Diliberto, P. Madonna, E. Rotigliano - Geomorphology 65 (2005) 101–116 c) Evidences of landslide earthquake triggering due to self-excitation process.</i> <i>F. Bozzano, L. Lenzi, Salvatore Martino, A. Paciello, G. Scarascia Mugnozza - Int J Earth Sci (Geol Rundsch) (2011) 100:861–879 d) Geological control on large seismically induced landslides: the case of Cerda (Southern Italy).</i> <i>Bozzano F. et alii 2004 - IX INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON LANDSLIDES JUN 2004 - RIO DE JANEIRO BRAZIL</i>
<b>F20</b>	La frana ha causato l'ostruzione parziale dell'alveo. Danni ad edifici	L'abitato di Caprignana Vecchia è stato abbandonato	Erosione al piede in atto	-	a) <b>The AVI project - Landslide Database b) Valutazioni del rischio da frana in Garfagnana e nella media valle del Serchio (Lucca).</b> <i>Dallan L.; Nardi R.; Puccinelli A.; D'Amato Avanzi G. e Trivellini M. - Bollettino della Società Geologica Italiana</i>
<b>F21</b>	Gravi danni a edifici e infrastrutture di comunicazione	Dal 1925 al 1929 furono eseguiti lavori di consolidamento costituiti da un fosso di guardia, fossi di scolo e canali collettori. Sono state anche eseguite opere	Erosione al piede in atto	-	a) <b>The AVI project - Landslide Database b) Alcuni esempi di frane determinate da sismi nell'alto Appennino modenese e reggiano.</b> <i>Pellegrini M. e Tosatti G. - Atti della Società dei Naturalisti e Matematici di Modena, vol. 113 (1982) c) Cartografia tematica dal sito della Regione Emilia Romagna.</i> <a href="http://geo.regione.emilia-romagna.it/sorgenti/viewer.htm?Title=Servizio%20Geologi%20co%20Sismico%20e%20dei%20Suoli">http://geo.regione.emilia-romagna.it/sorgenti/viewer.htm?Title=Servizio%20Geologi%20co%20Sismico%20e%20dei%20Suoli</a>



<b>F22</b>	Lesioni a molti edifici, ed anche il crollo di alcuni di essi	Briglie, difese spondali e piccole opere di drenaggio. Esistono anche, in alcune aree, opere diverse quali drenaggi interrati e pozzi drenanti, tutti spinti a profondità piuttosto deboli	Erosione al piede in atto	Tubi inclinometrici e piezometri installati in sei fori di sondaggio	a) <b>Additional Causes of Seismically-Related Landslides in the orthern Apennines, Italy.</b> <i>G. Tosatti et Al.</i> - <i>Revista de geomorfologie</i> – vol. 10, 2008, pp. 5-21 b) <b>Analisi di Dettaglio della Franosità di alcune località in Provincia di Modena</b> <i>Provincia di Reggio Emilia. Università di Modena e Reggio Emilia - Dipartimento di Scienze della Terra e Regione Emilia-Romagna - Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli.</i> Attività di studio integrato relativo a fenomeni franosi ricadenti nelle province di Modena e Reggio Emilia, finalizzato al miglioramento della Cartografia Regionale dei Dissesti alla scala 1:10.000
<b>F23</b>	Gravi danni a edifici e infrastrutture di comunicazione	–	Erosione al piede in atto	Sono stati effettuati come indagini in situ dei sondaggi meccanici. Misure piezometriche e inclinometriche	a) <b>The AVI project - Landslide Database b) La frana di Camporaghena (MS).</b> <i>D'Amato Avanzi G.; Nardi R.; Pochini A.; Puccinelli A. e Trivellini M.</i> - <i>Quaderni di Geologia Applicata</i> , vol.2 (1988)
<b>F24</b>	–	Sistemazioni idrauliche e drenaggi	Erosione al piede in atto	–	a) <b>The AVI project - Landslide Database b) Frane e terremoti: rassegna delle frane sismoindotte dell'Appennino Modenese-Reggiano.</b> <i>Castaldini D. (2004)</i> - Contributi per la conoscenza delle frane dell'Appennino Modenese. c) <b>Cartografia tematica dal sito della Regione Emilia Romagna.</b> <i>http://geo.regione.emilia-romagna.it/sorgenti/viewer.htm?Title=Servizio%20Geologi co%20Sismico%20e%20dei%20Suoli</i>
<b>F25</b>	Lesioni ad alcune abitazioni e strade	Sistemazioni idrauliche e drenaggi	–	–	a) <b>The AVI project - Landslide Database b) Frane e terremoti: rassegna delle frane sismoindotte dell'Appennino Modenese-Reggiano.</b> <i>Castaldini D. (2004)</i> - Contributi per la conoscenza delle frane dell'Appennino Modenese. c) <b>Cartografia tematica dal sito della Regione Emilia Romagna.</b> <i>http://geo.regione.emilia-romagna.it/sorgenti/viewer.htm?Title=Servizio%20Geologi co%20Sismico%20e%20dei%20Suoli</i>
<b>F26</b>	Lesioni ad alcune abitazioni e strade	Sistemazioni idrauliche	Erosione al piede in atto	–	a) <b>The AVI project - Landslide Database b) Frane e terremoti: rassegna delle frane sismoindotte dell'Appennino Modenese-Reggiano.</b> <i>Castaldini D. (2004)</i> - Contributi per la conoscenza delle frane dell'Appennino Modenese. c) <b>Cartografia tematica dal sito della Regione Emilia Romagna.</b> <i>http://geo.regione.emilia-</i>

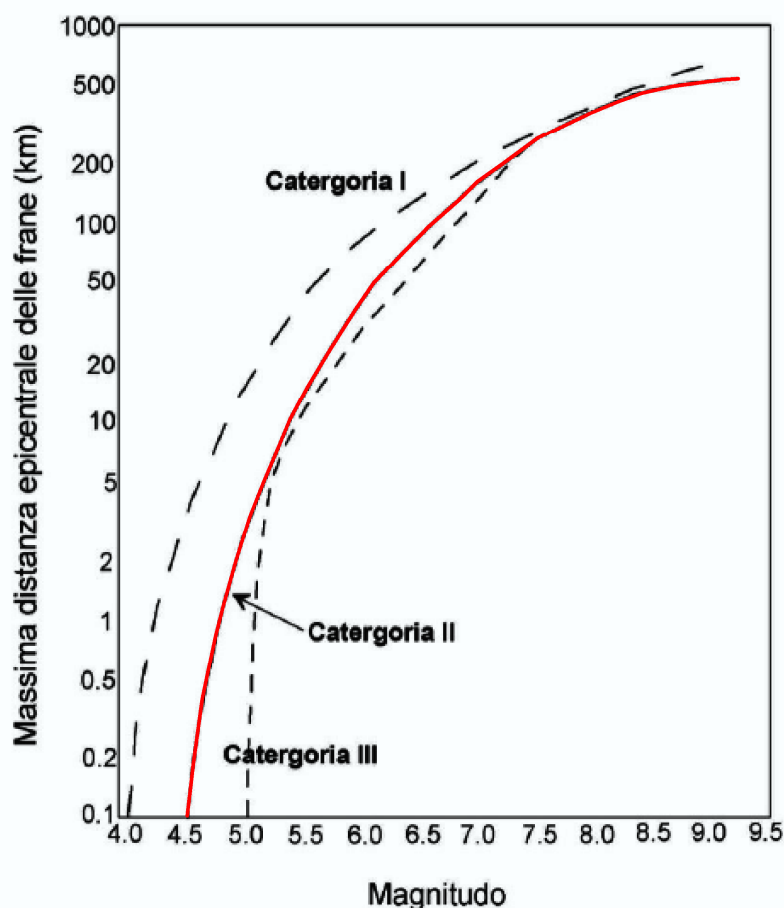
					<a href="http://romagna.it/sorgenti/viewer.htm?Title=Servizio%20Geologici%20Sismico%20e%20dei%20Suoli">romagna.it/sorgenti/viewer.htm?Title=Servizio%20Geologici%20Sismico%20e%20dei%20Suoli</a>
<b>F27</b>	Danni a edifici e infrastrutture di comunicazione	Drenaggi (pozzi e drenaggi suborizzontali), riduzione delle forze agenti (impermeabilizzazione), controllo e sorveglianza (mire topografiche ed estensimetri)	Erosione al piede in atto	Sono stati eseguiti sondaggi meccanici con prelievo di campioni, installati piezometri ed inclinometri ed eseguite prove d'identificazione, di cui però non sono disponibili i dati.	<b>a) The AVI project - Landslide Database b) Frane e terremoti: rassegna delle frane sismoindotte dell'Appennino Modenese-Reggiano. Castaldini D. (2004)</b> - Contributi per la conoscenza delle frane dell'Appennino Modenese. <b>c) Cartografia tematica dal sito della Regione Emilia Romagna.</b> <a href="http://geo.regione.emilia-romagna.it/sorgenti/viewer.htm?Title=Servizio%20Geologici%20Sismico%20e%20dei%20Suoli">http://geo.regione.emilia-romagna.it/sorgenti/viewer.htm?Title=Servizio%20Geologici%20Sismico%20e%20dei%20Suoli</a>
<b>F28</b>	-	-	-	Sono stati effettuati indagini in situ: sondaggi meccanici, prelievo campioni, misure inclinometriche	<b>a) Dynamics and conceptual model of the Rossena castle landslide (Northern Apennines, Italy).</b> A. Chelli, G. Mandrone, A. Ruffini, and G. Truffelli - Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 5, 903-909, 2005. <b>b) Frane e terremoti: rassegna delle frane sismoindotte dell'Appennino Modenese-Reggiano.</b> Castaldini D. (2004) - Contributi per la conoscenza delle frane dell'Appennino Modenese.
<b>F29</b>	Danni ad edifici	Sistemazioni idrauliche - canalizzazioni, drenaggi e briglie	-	Sono stati eseguiti sondaggi ed installati piezometri. Sono state inoltre effettuate prove d'identificazione e di taglio diretto	<b>a) The AVI project - Landslide Database b) Aspetti geologici e geotecnici della frana di Predappio Alta (Appennino Emiliano-Romagnolo FO).</b> Cancelli A.; Capozzi R. e Galloni G. - Bollettino della Società Geologica Italiana, Vol.106, pp. 53-69 (1987)
<b>F30</b>	Gravi danni a edifici e perdita di vite umane	-	-	-	<b>a) Seismically induced ground ruptures and large scale mass movements.</b> APAT Roma. Field excursion and Meeting, 21-27 September 2001

*Tabella 40 – Database contenente le informazioni sui 30 casi studio di frane sismoindotte italiane.*

## 9.2 Analisi e confronto dei dati

### 9.2.1 Relazione tra intensità del sisma e distanza epicentrale della frana

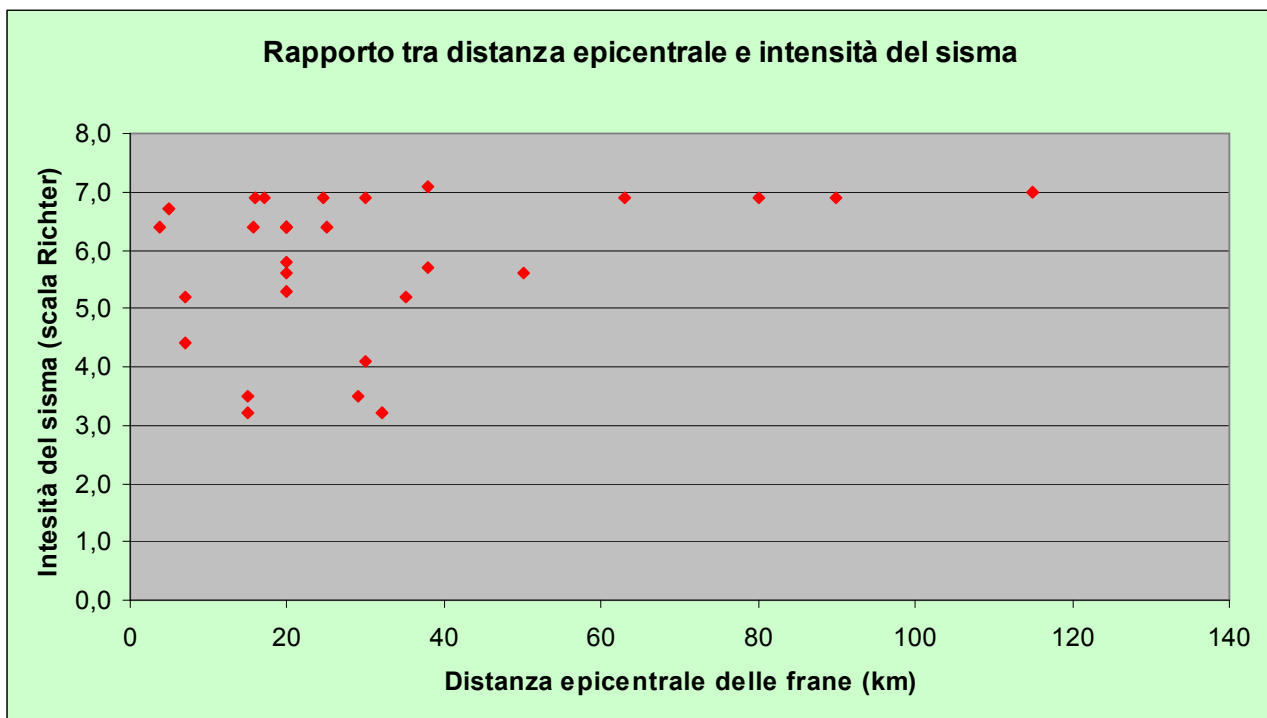
Terminata la fase di raccolta dei dati e di completamento del database contenente le informazioni sui 30 casi studio di frane sismoindotte in Italia, si è passati alla sintesi delle informazioni e al confronto delle stesse con i risultati ottenuti dallo studio delle frane sismoindotte dell'alta val Sele. Il primo aspetto trattato in questo frangente è stato il rapporto tra l'intensità dei terremoti e la distanza epicentrale delle frane, argomento ispirato dalla cognizione di studi pregressi. Come già accennato nel primo capitolo, l'acquisizione di precedenti conoscenze ha previsto la consultazione di diverse pubblicazioni scientifiche (Keefer, 1984; Keefer & Wilson, 1989; Rodriguez et alii, 1999; Keefer, 2000 e Keefer, 2002) riguardanti il tema della franosità indotta da sollecitazioni sismiche. A tal proposito, uno dei capisaldi in materia è senz'altro lo studio di Keefer (1984), in cui l'autore, attraverso l'analisi di 40 diversi terremoti, propose una correlazione sperimentale per individuare la massima distanza dall'epicentro in cui si possono generare fenomeni franosi in funzione dell'intensità dei terremoti e della tipologia cinematica delle frane.



*Figura 153 – Relazione tra magnitudo e massima distanza epicentrale di attivazione delle frane (Keefer, 1984). Le tre categorie di movimenti franosi riportate nel grafico sono così riconoscibili: Categoria I, frane da crollo e ribaltamenti; Categoria II, frane da scorrimento e colate lente; Categoria III, frane da colata rapida ed espansioni laterali. In rosso è stata evidenziata la curva relativa alla categoria di frane trattate nel presente lavoro di tesi.*

La sperimentazione di Keefer portò al conseguimento di un grafico (fig. 153) illustrante tre diverse curve, ciascuna corrispondente alla categoria di frane considerate. Successivamente Del Prete et al. (1992) applicarono la metodologia di Keefer nel territorio italiano, in particolare focalizzando l'attenzione sulle frane intermittenti a cinematica lenta presenti nelle aree montuose e collinari della Basilicata, confermando la correlazione ottenuta in precedenza. Tali studi, inoltre, evidenziarono che le soglie di magnitudo minima per la quale possono generarsi frane corrispondono a 4M per la categoria I (crolli e ribaltamenti), 4,5M per la categoria II (frane da scorrimento e colate lente) e 5M per la categoria III (frane da colata rapida ed espansioni laterali).

Un'analogia sperimentazione è stata eseguita impiegando i dati contenuti nel database nazionale dei casi studio di frane sismoindotte sviluppato nel presente lavoro di tesi. Ciò ha permesso di osservare il tipo e il grado di relazione esistente tra la distanza epicentrale delle frane e l'intensità del sisma in scala Richter (fig. 154).



*Figura 154 – Grafico illustrante il rapporto tra l'intensità dei terremoti e la distanza epicentrale delle frane individuate in territorio nazionale.*

Attraverso l'analisi del grafico è stato constatato che 21 frane su 30 hanno avuto modo di attivarsi ad una distanza/raggio di 30 km dall'epicentro, con un range di intensità abbastanza ampio, talora anche con valori inferiori a 5,0 della scala Richter. Altresì, è stato osservato che l'attivazione di dissesti a distanze più cospicue, fino ad un massimo registrato di 115 km dall'epicentro, ha interessato un intervallo di intensità più ristretto e tendente a valori più elevati (6-7 gradi della scala Richter). Rifacendoci con maggior dettaglio allo studio relativo alle frane dell'alta val Sele, non è stato possibile valutare allo stesso modo la propensione all'innesco (in termini di distanze) a seconda dell'intensità del sisma, dal momento che è stato considerato un solo terremoto di riferimento. Tuttavia, si è cercato di capire se per brevi distanze corrispondesse un'alta frequenza di accadimento di fenomeni franosi. Per tale scopo è stata effettuata una suddivisione dell'intero range di distanze epicentrali riscontrate, partendo dal valore minimo di 3,2 km sino ad un massimo di 22 km, in cinque categorie, valutando per ciascuna di esse il numero di dissesti sviluppatisi.



<b>Distanza epicentrale (km)</b>	3,2 - 5	5,1 - 10	10,1 - 15	15,1 - 20	20,1 - 22
<b>Numero di frane</b>	8	13	9	14	4

*Tabella 41 – Rapporto tra distanza epicentrale e numero di fenomeni franosi sismoindotti attivatisi nell’alta valle del Sele.*

Come è possibile osservare in tabella 41 non è emersa una particolare tendenza all’innescò per distanze epicentrali brevi, dal momento che il maggior numero di casi (14) è stato registrato tra 15,1 e 20 km dall’epicentro. Osservato ciò, si è deciso di relazionare il numero di movimenti sismoindotti dell’alta val Sele ai valori di intensità sismica locale, con l’intento di valutare un’eventuale relazione esistente tra essi.

<b>Intensità sismica locale (M.C.S.)</b>	VI	VII	VIII	IX	X
<b>Numero di frane</b>	5	10	5	25	3

*Tabella 42 – Rapporto tra Intensità sismica locale in scala M.C.S. e numero di frane attivatisi in alta Val Sele.*

Il quadro mostrato dalla tabella 42, illustra una situazione dove il 52 % delle frane si concentra nella sola categoria IX di intensità sismica locale, su un intervallo che va da VI a X.

### **9.2.2 Frequenza di innescò in base alla tipologia di movimenti**

Successivamente, l’attenzione è stata rivolta alla valutazione del numero di eventi sismoindotti sulla base della tipologia della frana. All’interno delle tabelle 43 e 44, viene sintetizzata la situazione riscontrata in alta val Sele e negli altri contesti territoriali nazionali presi in esame come casi di studio.

<b>Tipologia di frane sismoindotte in alta val Sele</b>	<b>Tot</b>	<b>Tipologia di frane sismoindotte del database nazionale</b>	<b>Tot</b>
<b>Complesso (scorrimento-colata)</b>	<b>25</b>	<b>Complesso (scorrimento-colata)</b>	<b>18</b>
<b>Colata</b>	<b>9</b>	<b>Colata</b>	<b>1</b>
<b>Scorrimento rotazionale/traslato</b>	<b>14</b>	<b>Scorrimento rotazionale/traslato</b>	<b>11</b>
<b>Frane totali censite</b>	<b>48</b>	<b>Frane totali censite</b>	<b>30</b>

*Tabella 43 (sinistra) e 44 (destra) – Numero di fenomeni franosi sismoindotti, in alta val Sele e nel resto del territorio nazionale, distinti sulla base della tipologia cinematica.*

In entrambe le circostanze si nota che i fenomeni complessi rappresentano la prevalenza dei cinematismi attivatisi a seguito di un sisma, a questi fanno seguito, in forma subordinata, gli

scorrimenti rotazionali e traslativi. È stato osservato, inoltre, che i colamenti costituiscono una piccola frazione con 9 fenomeni presenti in alta val Sele e solo un caso presente nel database nazionale. I dati, quindi, denotano una scarsa predisposizione da parte dei colamenti all’innescò a seguito di sollecitazioni sismiche, mentre evidenziano un’alta frequenza di innescò dei movimenti complessi (scorrimento – colata) presumibilmente per l’effetto della circolazione idrica sotterranea (risalita della falda) che faciliterebbe la suddetta tipologia di fenomeni. Per quanto riguarda le frane da crollo e da ribaltamento, almeno nella val Sele, esse sono poco rappresentate in quanto sono poco diffuse le “condizioni predisponenti” quali affioramenti di rocce lapidee fratturate e pareti sub verticali.

### 9.2.3 Frane di neoformazione e riattivazioni

Un aspetto molto importante riguardante lo studio dei fenomeni sismoindotti che ha richiesto i dovuti approfondimenti, è stata la verifica di quante frane si sono sviluppate come primo innescò e quante si sono prodotte come riattivazioni di movimenti precedenti.

Anche in questo caso si è fatta differenza tra l’area dell’alta val Sele e quella dell’intero territorio nazionale. A tal proposito, per i fenomeni censiti in alta val Sele, la letteratura è risultata abbastanza scarna e le uniche informazioni ottenute sono state in riferimento alle frane di Buoninventre, Vallipote e Senerchia. Nella fattispecie, si è avuto modo di apprendere che i tre fenomeni sismoindotti hanno costituito una riattivazione di vecchi movimenti franosi. Diverso, invece, il quadro di conoscenze relativo alle frane incluse nel database nazionale. In tale circostanza, su trenta frane censite, ben 28 risultano essere riattivazioni mentre i restanti due casi risultano essere privi di informazioni a riguardo.

Frane sismoindotte censite in alta val Sele	Primo innescò o riattivazione	Altri casi studio di frane sismoindotte in Italia	Primo innescò o riattivazione
3	Riattivazione	28	Riattivazione
45	?	2	?

Tabella 45 (sinistra) e 46 (destra) – Numero di riattivazioni e primi inneschi tra le frane sismoindotte in alta val Sele e nel resto del territorio italiano..

### 9.2.4 Relazioni tra terremoti e cronologia degli eventi franosi

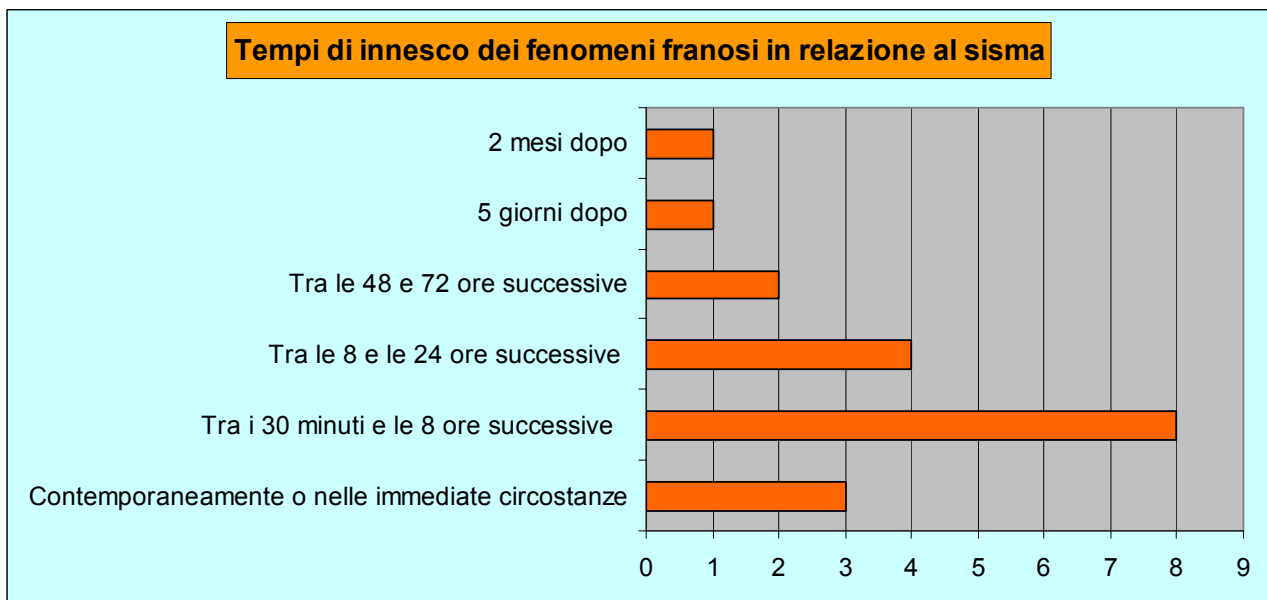
Appurato che la quasi totalità dei fenomeni sismoindotti costituisce una riattivazione di movimenti antecedenti, è stata focalizzata successivamente l’attenzione sulla relazione esistente, in termini cronologici, tra la sollecitazione sismica e l’innescò delle frane. Già nel corso dello studio dei fenomeni sismoindotti in alta val Sele è stato posto in risalto tale argomento che ha richiesto, pertanto, un approfondimento in tal senso. La ricerca, tuttavia, ha prodotto prevalentemente una conoscenza qualitativa di tale aspetto dal momento che per 18 frane su 48 totali è stata documentata un’attivazione avvenuta “poche ore” dopo il sisma, mentre, per i due casi notoriamente più conosciuti, Senerchia e Buoninventre, si è appreso che i fenomeni si sono manifestati nelle 8 ore successive alla sollecitazione tellurica. Benché sia stata riscontrata una pochezza di informazioni per i fenomeni avvenuti in alta val Sele, è stato possibile derivare un primo dato molto importante, ovvero, i versanti non danno una risposta immediata all’impulso sismico ma intercorre un certo tempo prima della mobilitazione delle frana. Attraverso il successivo studio degli altri casi di frane

sismoindotte in Italia si è cercato di trovare conferma di quanto espresso per i fenomeni dell’alta val Sele, vagliando, in un secondo momento, la possibilità di fornire una stima quantitativa del tempo che tendenzialmente intercorre tra il sisma e la frana. Inoltre, per dare maggior organicità a questo tipo di analisi, e considerando la magnitudo del sisma un elemento particolarmente incidente nello sviluppo dei fenomeni franosi, si è deciso di prendere in considerazione anche questo termine, insieme alla distanza epicentrale, per il confronto dei dati, al fine di valutare se, ed eventualmente in che misura, esso abbia influenzato lo sviluppo temporale delle frane.

<b>Localizzazione della frana</b>	<b>Tempo intercorso dal terremoto</b>	<b>Magnitudo del sisma</b>	<b>Distanza epicentrale (km)</b>
Caramanico Terme (PE)	Contemporaneamente al sisma	7.0	115
Bisaccia (AV)	Contemporaneamente al sisma	6.9	24,5
Martirano, Lamezia Terme (CZ)	Pochi minuti dopo	7.1	38
Cerda (PA)	30 minuti	5.6	50
Salcito (CB)	1 ora	5.7	38
Calitri (AV)	3,5 ore	6.9	16
Febbio, Villa Minozzo (RE)	4 ore	6.4	25
Cà Bonettini, Marano sul Panaro (MO)	Poche ore dopo	5.2	35
Fellicarolo, Fanano (MO)	Poche ore dopo	4.1	30
Caselle, Fanano (MO)	Poche ore dopo	3.5	29
Pievepelago (MO)	Poche ore dopo	6.4	20
San Giorgio la Molara (BN)	Tra le 8 e 12 ore successive	6.9	63
Andretta (AV)	12 ore dopo	6.9	17
La Lama, Corniglio (PR)	Nelle 24 ore successive	3.2	15
Lazzari, Montese (MO)	Nelle 24 ore successive	3.2	32
Grassano (MT)	Tra le 48 e 72 ore successive	6.9	80
T. Sauro, Stigliano (MT)	Tra le 48 e 72 ore successive	6.9	90
Caprignana Vecchia, San Romano in Garfagnana (LU)	5 giorni	6.4	4
Monteverde, Valfabbrica (PG)	Due mesi dopo	4.4	7

*Tabella 47 – Confronto tra i valori di intensità sismica, distanza epicentrale e tempo intercorso tra il terremoto e la frana.*

Osservando i dati in tabella 47 si nota che in concomitanza o pochi minuti dopo gli eventi sismici, sono stati registrati tre casi. Da considerare, allo stesso tempo, che questi eventi sismici si presentano caratterizzati da intensità molto elevate, approssimativamente intorno a 7.0 della scala Richter. Dopodiché, per tutte le altre frane sviluppatesi a partire dalla mezz'ora successiva alla sollecitazione tellurica, non è stata riscontrata alcuna correlazione tra l'intensità del terremoto e la tempistica di accadimento dei fenomeni franosi. Tuttavia, al fine di comprendere al meglio la distribuzione temporale delle frane sismoindotte rispetto ai terremoti, sono stati sintetizzati i dati in figura 155 apportando una suddivisione cronologica in sei categorie, stimando per ciascuna di esse il numero di frane avvenute. Per i casi riportanti la dicitura "poche ore dopo il sisma" è stato considerato approssimativamente un' arco temporale non superiore alle 8 ore successive il terremoto. Nello specifico, quindi, le suddette categorie si presentano così distinte: 1) contemporaneamente o nelle immediate circostanze del sisma, 2) tra 30 minuti e le 8 ore successive, 3) tra le 8 e le 24 ore successive, 4) tra le 48 e le 72 ore successive, 5) cinque giorni dopo, 6) due mesi dopo.



*Figura 155 – Distribuzione temporale delle frane sismoindotte presenti nel database nazionale.*

Nell'immagine 155 si può osservare chiaramente un andamento a campana della distribuzione temporale delle frane sismoindotte a cinematismo lento con una picco in corrispondenza della categoria di dissesti attivatesi tra la mezz'ora e le 8 ore successive al sisma. Ciò, pertanto, risulta in linea con le poche informazioni ottenute per i movimenti di versante esaminati in alta val Sele.

### **9.2.5 Litologia**

Per ciò che concerne il quadro geologico, analogamente alle frane sismoindotte dell'alta val Sele, i dissesti censiti nel database nazionale hanno coinvolto nel movimento terreni caratterizzati da un alto grado di degradazione appartenenti a sequenze flyschoidi cretache e terziarie. Attraverso un'analisi particolareggiata delle formazioni interessate, è stato possibile derivare preziosi ragguagli sui principali complessi litologici implicati nelle tre tipologie di dissesti.



<i>Casi studio di frane sismoindotte italiane</i>	
<b>Tipologia di movimenti</b>	<b>Litologie prevalentemente coinvolte</b>
Frane complesse (scorrimenti – colate)	Conglomerati, marne ed argille
Scorrimenti rotazionali	Arenarie, marne ed argille
Colamenti	Argille

*Tabella 48 – Sintesi delle principali litologie interessate dalle diverse tipologie di movimenti sismoindotti censiti nel database nazionale.*

In particolare è stato osservato che i movimenti complessi interessano prevalentemente terreni di natura conglomeratica, marnosa ed argillosa, gli scorrimenti, invece, arenarie, marne ed argille, ed infine, l'unico caso di colamenti ha coinvolto terreni fondamentalmente argillosi. L'analisi precedente delle frane sismoindotte in alta val Sele, ha posto in evidenza che tutte e tre le tipologie cinematiche hanno in comune un forte interessamento di litologie argillose, mentre, solo per le frane complesse e gli scorrimenti è stato registrato anche un forte coinvolgimento di marne calcaree. Alla luce di quanto esposto in tabella 48 si può affermare che vi è una sostanziale omogeneità per quanto riguarda le litologie più frequenti all'inscena tra le frane sismoindotte dell'alta val Sele e le frane del database nazionale. In aggiunta, analizzando le informazioni inerenti le condizioni geologico-strutturali, è emerso che 13 casi presentano similmente un substrato costituito da terreni semicoerenti, eterogenei e caotici (complessi argillosi) sottostanti depositi coerenti, omogenei e stratificati (marne, conglomerati ed arenarie).

### 9.2.6 Acclività

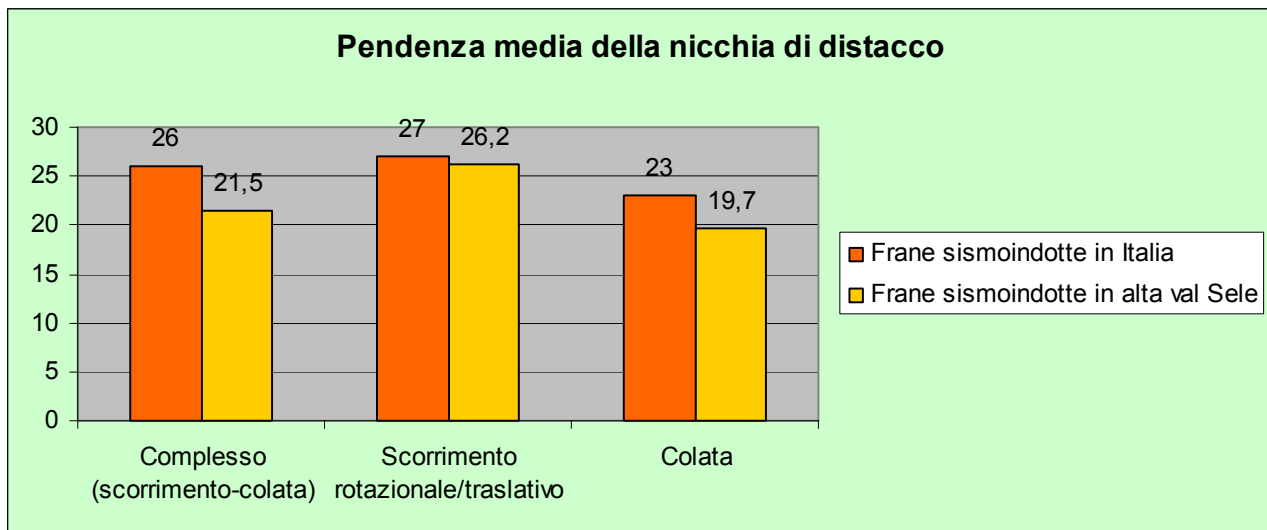
Nel corso della fase successiva dello studio, l'attenzione è stata rivolta ai principali parametri morfometrici delle frane. In primis, è stato affrontato l'aspetto riguardante le pendenze, opportunamente sintetizzate in tabella 49, evidenziando per ciascuna tipologia cinematica i valori massimi, minimi e medi registrati.

<b>Casi studio di frane sismoindotte del database nazionale</b>	<b>Movimenti complessi</b>			<b>Scorrimenti rotazionali/traslativi</b>			<b>Colamenti</b>		
	Max	Min	Medio	Max	Min	Medio	Max	Min	Medio
Pendenze nicchia	56°	15°	26°	60°	15°	27°	23°	23°	23°
Pendenze corpo di frana	32°	5°	16°	36°	8°	19°	14°	14°	14°
Pendenze versante	34°	13°	21°	25°	14°	20°	13°	13°	13°

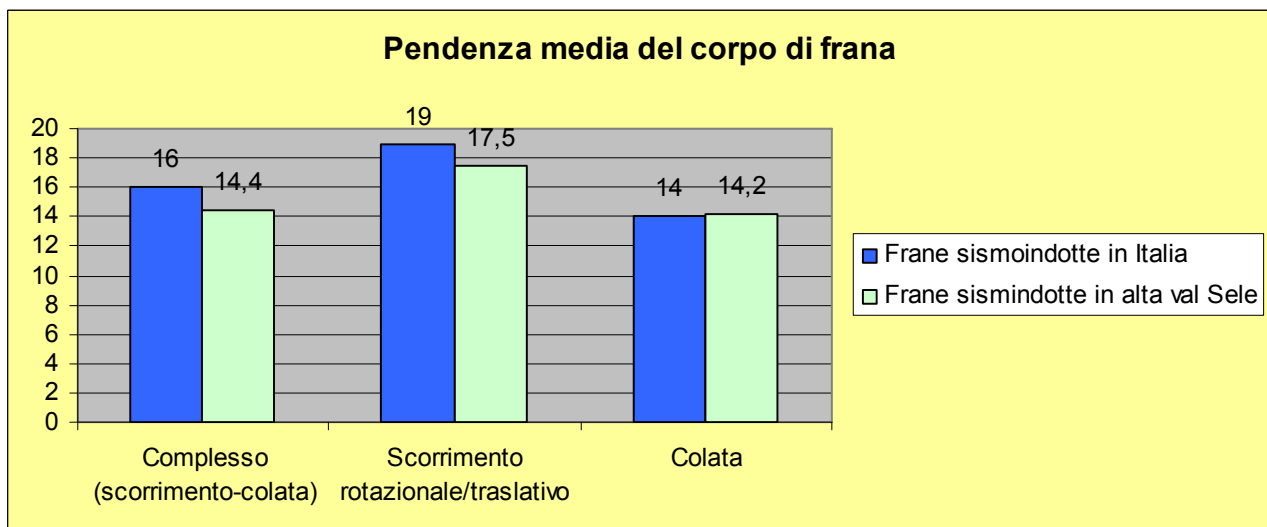
*Tabella 49 – Sintesi dei dati relativi alle pendenze delle nicchia, del corpo di frana e del versante riferite ai casi studi nazionali di frane sismoindotte. Nella fattispecie, per ciascuno di essi, sono stati evidenziati i valori massimi, minimi e medi.*

Una volta eseguita la schematizzazione dei dati, è stato svolto un confronto tra gli stessi e i valori di pendenze delle frane sismoindotte dell'alta val Sele. In particolar modo, prendendo in esame le due componenti principali, la nicchia di distacco e il corpo di frana, si è cercato di capire se vi fossero analogie o divergenze tra le due categorie di frane esaminate. Come si può osservare dalle immagini 156 e 157, la comparazione ha evidenziato globalmente una notevole convergenza dei dati, soprattutto per quanto riguarda la zona di accumulo, mentre, le “differenze” più sostanziali

sono state osservate per la nicchia di distacco dei movimenti complessi, dove è stata riscontrata una differenza di  $4,5^\circ$ , e nei colamenti dove è presente un divario di  $3,3^\circ$ .



*Figura 156 – Confronto tra le pendenze medie della nicchia di distacco misurate per le frane sismoindotte in alta val Sele e per gli altri casi studio in Italia.*



*Figura 157 – Confronto tra le pendenze medie del corpo di frana valutate per le frane sismoindotte in alta val Sele e per gli altri casi studio in Italia.*

### **9.2.7 Altezza di innesco**

Un altro parametro morfometrico di particolare importanza approfondito nel corso del presente lavoro, è l'altezza d'innesco delle frane sul versante. A tal riguardo si è provveduto in un primo momento alla valutazione dei valori medi per ciascuna tipologia di movimento. Il calcolo ha fornito i seguenti valori:

- Frane complesse: 71,2 %
- Scorrimenti rotazionali/traslativi: 58,6 %
- Colamenti: 48,7 %.

C'è da precisare, tuttavia, che tra i valori suesposti la percentuale relativa ai colamenti rappresenta un valore assoluto in quanto il dataset è risultato costituito da un unico valore. Analogamente a quanto svolto per le frane dell'alta val Sele, per comprendere al meglio la tendenza d'innesco delle frane sul versante, è stato svolto un calcolo del numero di casi per ciascuna delle cinque classi di altezze già ideate in precedenza (tab. 50).

<i>Casi studio di frane sismoindotte in Italia</i>	<b>Numero di frane per classi di altezza d'innesco (%)</b>					
<b>Tipologia di movimento</b>	<b>0-20</b>	<b>20-40</b>	<b>40-60</b>	<b>60-80</b>	<b>80-100</b>	<b>Tot</b>
<b>Complesso (scorrimento-colata)</b>	0	3	3	4	8	<b>18</b>
<b>Scorrimento rotazionale/traslato</b>	3	1	1	2	4	<b>11</b>
<b>Colamento</b>	0	0	1	0	0	<b>1</b>

*Tabella 50 – Numero di frane del database nazionale associate alle cinque classi di altezza di innesco.*

L'analisi dei dati ha evidenziato che circa il 44 % dei movimenti complessi si verifica nell'ultima classe (80 % - 100 %), indicante una tendenza all'innesco in vicinanza della sommità del pendio. La frequenza maggiore per gli scorrimenti si ha nelle due classi (0 % - 20 %) e (80 % - 100 %), a dimostrazione di una loro predisposizione all'innesco in prossimità della base e della sommità del pendio. Come già accennato in precedenza i colamenti sono rappresentati da un unico valore, pertanto, insufficiente per poter fornire una statistica valida sull'altezza d'innesco più frequente. Confrontando i dati suesposti con i risultati delle frane sismoindotte dell'alta val Sele, già trattati nel capitolo precedente, è emersa una similitudine per i movimenti complessi e gli scorrimenti, che conferma quanto testé già ipotizzato.

## 9.2.8 Idrologia e Idrogeologia

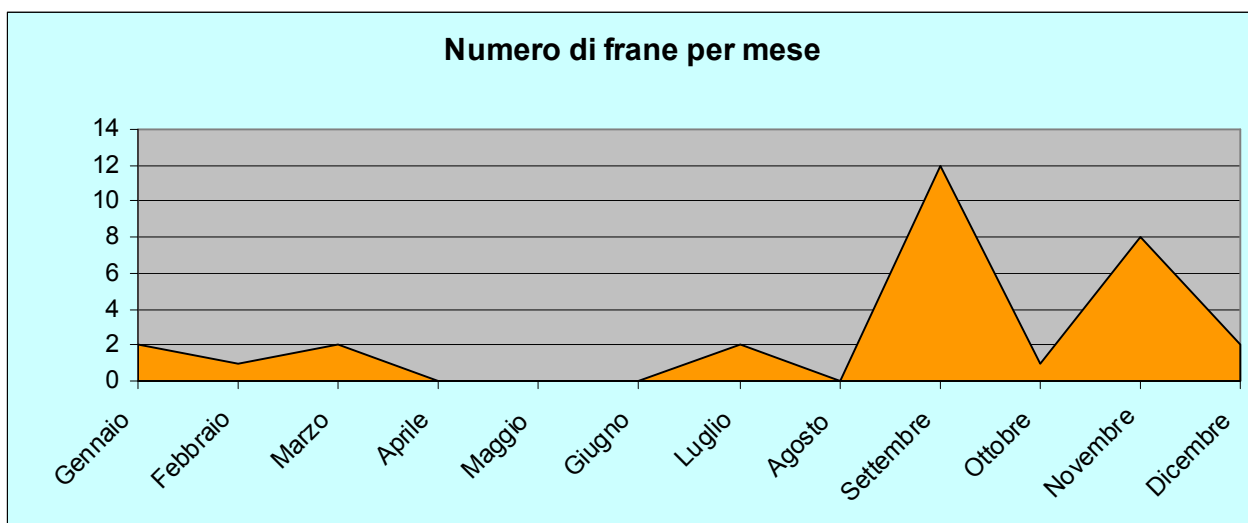
La ricerca di informazioni riguardanti i casi studio di frane sismoindotte del database nazionale, è stata indirizzata anche alla conoscenza delle condizioni pluviometriche a ridosso dell'innesco dei movimenti di versante. Le fonti bibliografiche consultate hanno fornito indicazioni solo per 14 dissesti sui 30 totali, riportando per 10 di essi la presenza di precipitazioni intense prima dell'attivazione del fenomeno, mentre, i restanti 3 casi risultano attivati dopo prolungati periodi siccitosi. Inoltre, considerando l'intero insieme di casi studio presenti nel database, è stata effettuata una statistica per valutare la frequenza di eventi franosi durante i mesi dell'anno.

Frane sismoindotte attive a seguito di precipitazioni intense	10
Frane sismoindotte attive a seguito di prolungati periodi siccitosi	3

<b>ID frana</b>	<b>Condizione pluviometrica</b>
F1	Media 1500 mm/anno, 175 mm nel Dicembre 1995
F2	La ripresa del movimento è avvenuta in piena stagione invernale
F3	La frana è avvenuta al termine di un lungo periodo siccitoso

F4	–
F5	Precipitazioni intense prima dell'evento. Media annua nel cinquantennio 1921-1970 di 2208 mm
F6	Deficit di precipitazioni nei 3 mesi precedenti
F7	–
F8	–
F9	–
F10	–
F11	–
F12	–
F13	–
F14	–
F15	–
F16	–
F17	–
F18	Assenza di piogge nei giorni antecedenti il sisma
F19	–
F20	Precipitazioni intense prima del fenomeno
F21	Precipitazioni intense prima del fenomeno
F22	Precipitazioni intense prima del fenomeno
F23	Piovosità registrata di 2000 mm/anno e piogge critiche di 80 mm/ora
F24	Precipitazioni intense prima del fenomeno
F25	Precipitazioni intense prima del fenomeno
F26	Precipitazioni intense prima del fenomeno
F27	–
F28	–
F29	Piovosità media per il periodo 1921-1950 di 1000 mm/anno
F30	–

*Tabella 51 – Condizioni idrologiche relative a ciascuno dei 30 casi studio di frane sismoindotte nazionali.*



*Figura 158 – Numero di fenomeni franosi sismoindotti del database nazionale per mese*



I dati in figura 158 indicano una prevalenza d'innesci nel periodo autunnale e una quasi assenza di eventi tra la primavera inoltrata e l'estate. Pur essendo il sisma il fattore innescante dei movimenti franosi, alla luce di quanto osservato, si può ritenere che le frequenti precipitazioni che caratterizzano il periodo autunnale, e in forma subordinata quello invernale, abbiano contribuito a rendere le condizioni favorevoli all'innescio, influenzando, tra i vari fattori, la circolazione idrica sotterranea. A tal proposito, sono state svolte delle verifiche indirizzate a conoscere le condizioni idrogeologiche locali. Dalla ricerca è emerso che 27 frane presentano falde idriche al di sopra della superficie di scivolamento e terreni in condizioni di saturazione, inoltre, in 11 casi è stata registrata la presenza di emergenze sorgive in concomitanza o nelle strette vicinanze delle aree dissestate.

## *Capitolo 10*

## *Conclusioni*

## 10.1 Considerazioni sulle frane dell'alta valle del Sele

L'analisi dei fenomeni franosi a cinematismo lento presenti nel territorio dell'alta val Sele ha portato, in primo luogo, ad un censimento globale dei dissesti (ICG) svolto ad una scala di lavoro di 1/25000. Da questa fase di studio è emerso che il settore del bacino contraddistinto prevalentemente da depositi terrigeni in facies di flysch si caratterizza per la presenza in totale di 234 frane. Tra queste, *139 si distinguono per il cinematismo complesso* (scorrimento evolvente a colata), pari al 59,5 % del totale, 38 sono gli scorrimenti, che quindi compongono il 16,2 %, ed infine 57 sono i colamenti, costituenti con il 24,3 % la frazione residua. Secondo quanto riportato dalle fonti bibliografiche, 48 tra i suddetti fenomeni franosi sono stati mobilitati a seguito del sisma irpino del 13 Novembre 1980. Al pari dell'inventario ICG, le frane sismoindotte sono state cartografate, in un primo momento, sulla base topografica IGM in scala 1/25000, per poi essere localizzate con maggior dettaglio sul supporto topografico CTR in scala 1/5000, pervenendo ad un censimento rielaborato (IFS). Da ciò è emerso che dei 48 fenomeni franosi sismoindotti censiti, *25 sono rappresentati da movimenti complessi (52 %), 14 da scorrimenti (29,2 %) ed infine 9 da colamenti (18,8 %)*. Secondo quanto indicato dai dati suesposti, il cinematismo prevalente in alta valle Sele è quello di tipo complesso sia per quanto riguarda la franosità generale che per quanto riguarda la franosità indotta da terremoti. Inoltre, i due tipi di censimenti hanno evidenziato un contrasto per quanto riguarda i cinematismi subordinati ai movimenti complessi. Infatti, se da un lato il censimento globale (ICG) ha evidenziato che la seconda tipologia più frequente è rappresentata dai colamenti, ciò non è stato riscontrato nel censimento dei fenomeni franosi sismoindotti dove è emerso che gli scorrimenti rappresentano il movimento più frequente dopo le frane complesse, mentre i colamenti costituiscono solo una piccola percentuale (18,8 %). Tale osservazione ha portato ad una prima ipotesi secondo la quale *i colamenti sono meno inclini all'attivazione a seguito di sollecitazioni sismiche*, considerazione che ha necessitato di un'ulteriore conferma attraverso lo studio di altri casi di frane sismoindotte situati in contesti territoriali geologicamente analoghi all'alta val Sele.

Tipologia di movimenti	Frane globali (234 tot)	Frane sismoindotte (48 tot)
Frane complesse	139 (59,5 %)	25 (52 %)
Scorrimenti	38 (16,2 %)	14 (29,2%)
Colamenti	57 (24 %)	9 ( 18,8 %)

*Tabella 52 – Risultati relativi al cinematismo dei fenomeni franosi in alta val Sele, secondo il censimento globale (ICG) e secondo il censimento dei soli movimenti sismoindotti (IFS).*

Al fine di approfondire con maggior accuratezza i fattori geologici e geomorfologici incidenti nello sviluppo dei fenomeni franosi a cinematismo lento sono state prese in considerazione tre aree di studio (Caposele, Senerchia e Oliveto Citra) e per ciascuna di esse è stato sviluppato un inventario di dettaglio locale delle frane (IDL) alla scala 1/5000. In tabella 53 sono stati sintetizzati i dati relativi al censimento.

Tipologia di movimenti censiti nell'inventario di dettaglio locale (IDL)	Zona Caposele	Zona Senerchia	Zona Oliveto Citra
Frane complesse	37	12	26
Scorrimenti	10	3	4
Colamenti	15	5	20

*Tabella 53 – Sintesi dei risultati relativi al numero di frane censite nell'inventario di dettaglio locale (IDL) alla scala 1/5000, sviluppato per le tre aree campioni di Caposele, Senerchia e Oliveto Citra.*

L'interazione tra i censimenti e i vari elaborati tematici, sviluppati anch'essi alla scala di 1/25000 e di 1/5000, ha permesso di analizzare i fattori geologici e geomorfologici e di pervenire ad una serie di considerazioni a seconda del livello di analisi considerato.

### 10.1.1 Analisi geomorfologica

Lo studio dei **profili topografici** eseguito per le frane censite alla scala 1/5000 nell'inventario IDL e nell'inventario dei fenomeni franosi sismoindotti (IFS) non ha evidenziato differenze dal punto di vista dell'andamento morfologico tra le due categorie di dissesti esaminati. Tale analisi ha evidenziato, tuttavia, frequenti rotture di pendenze alla base dei cumuli franosi associati alla presenza di corsi d'acqua con alvei in approfondimento o con erosione spondale. In particolare, tale condizione è stata riscontrata per le frane generali dell'inventario IDL nel 42,7 % dei movimenti complessi, nel 42,5 % dei colamenti e nel 64,7 % degli scorrimenti. Per ciò che concerne le frane sismoindotte, le percentuali riscontrate sono state del 36 % per le frane complesse, 21,5 % per gli scorrimenti e 55,5 % per i colamenti.

Percentuali di fenomeni franosi con rotture di pendenza basali	Frane generali (IDL)	Frane sismoindotte (IFS)
Frane complesse	42,7 %	36 %
Scorrimenti	64,7 %	21,5 %
Colamenti	42,5 %	55,5 %

*Tabella 54 – Percentuali relative al numero di frane, sismoindotte e non, con rotture di pendenza base concomitante con la presenza di corsi d'acqua con alvei in approfondimento o con erosione spondale.*

Osservando i dati sintetizzati in tabella 54 si può constatare che dal punto di vista delle frane generali quasi un dissesto su due mostra la contemporanea presenza di una rottura di pendenza basale e di un corso d'acqua con erosione spondale o incisione dell'alveo. Percentuali più basse sono state invece riscontrate per le frane sismoindotte, fatta eccezione per i colamenti. La prevalente tendenza da parte dei corsi d'acqua all'approfondimento del proprio alveo, evidenziato dall'analisi geomorfologica del territorio, appare essere un elemento contributivo alla condizione di instabilità dei versanti come ci riferiscono i dati relativi alla franosità in generale. Dal punto di vista delle frane sismoindotte non si osserva una particolare correlazione tra incisioni fluviali e attivazione dei fenomeni. Si può ritenere, in sintesi, che in alta valle Sele l'approfondimento degli alvei abbia concorso ad incrementare l'instabilità dei versanti in generale ma non abbia costituito, in modo particolare, un elemento determinante nello sviluppo dei fenomeni sismoindotti.



## Conclusioni

L'aspetto trattato successivamente, nell'ambito dell'analisi geomorfologica, è stato l'**acclività**. Questo tipo di approfondimento ha riguardato entrambi i livelli di analisi presi in considerazione. Lo studio preliminare condotto alla scala di bacino (1/25000) non ha evidenziato differenze tra i valori di acclività degli areali relativi alle frane generali e alle frane sismoindotte, come dimostrato dai dati sintetizzati in tabella 55.

Tipologia di movimento	Pendenza media delle frane generali (ICG) censite alla scala 1/25000	Pendenza media delle frane sismoindotte censite alla scala 1/25000
Frane complesse	11,4°	11,3°
Colamenti	10,6°	10,2°
Scorrimenti	12,5°	13,8°

*Tabella 55 – Tabella di sintesi riguardante i valori di pendenza calcolati per gli areali relativi alle frane generali (ICG) e alle frane sismoindotte censite alla scala 1/25000.*

Questa prima osservazione ha richiesto un approfondimento alla scala di versante (1/5000) dove sono state distinte le pendenze della zona di nicchia e del corpo di frana. I risultati conseguiti sono riproposti sinteticamente nelle tabelle 56 e 57.

Tipologia di movimento	Frane totali (IDL)	Frane sismoindotte (IFS)
	Pendenza media della zona di nicchia	Pendenza media della zona di nicchia
Frane complesse	23,07	21,5°
Scorrimenti	27,80	26,2°
Colamenti	20,22	19,7°

*Tabella 56 – Confronto tra le pendenze medie relative alla zona di nicchia calcolate per le frane totali del censimento IDL e per le frane sismoindotte (IFS).*

Tipologia di movimento	Frane totali (IDL)	Frane sismoindotte (IFS)
	Pendenza media del corpo di frana	Pendenza media del corpo di frana
Frane complesse	15,01	14,4°
Scorrimenti	19,26	17,5°
Colamenti	14,83	14,2°

*Tabella 57 – Confronto tra le pendenze medie relative al corpo di frana calcolate per le frane totali del censimento IDL e per le frane sismoindotte (IFS).*

Come si può osservare dai dati suesposti, anche attraverso l'approfondimento alla scala 1/5000, non sono state evidenziate sostanziali differenze tra i valori di acclività delle frane totali e le acclività delle frane sismoindotte.

L'approfondimento dei fattori geomorfologici è terminato con lo studio **dell'altezza d'innescò** dei fenomeni franosi lungo i versanti. Come illustrato nel paragrafo 8.1.3, tale analisi si è basata sulla suddivisione dei pendii in due categorie: rilievi flyschoidi isolati e versanti terrigeni confinati a monte da rilievi carbonatici.

I risultati ottenuti per i rilievi flyschoidi isolati hanno mostrato il seguente quadro della situazione per ciascuna tipologia di movimenti:

- *Frane complesse*: le frane generali censite nell'inventario IDL, contraddistinte dal presente cinematismo, hanno rivelato una normale tendenza all'innescò presso la zona del versante prossima allo spartiacque. Tale tendenza è stata osservata anche nelle frane sismoindotte ma in modo più accentuato. Infatti, per le frane generali, la percentuale di dissesti attivatesi nella classe di altezza d'innescò 80-100 % è risultata essere pari al 54 %, mentre, per i casi di frane sismoindotte tale percentuale è risultata essere del 72 %. Si può ritenere, pertanto, che la probabilità di innescò di movimenti complessi in prossimità dello spartiacque sia più alta a seguito di sollecitazioni sismiche.
- *Scorrimenti*: sia per le frane generali che per le frane sismoindotte è stato riscontrato, con una frequenza pari a circa il 50 % dei casi, una prevalente tendenza all'innescò nella classe di altezza 80-100 %. Quindi, anche gli scorrimenti presentano una probabilità d'innescò maggiore in prossimità dello spartiacque, in entrambi i casi considerati.
- *Colamenti*: osservando i dati ottenuti per le frane generali si è constatato che la frequenza di inneschi tra le diverse classi di altezze varia di poco. Pertanto, questa tipologia di movimenti non presenta una netta predisposizione all'innescò in una precisa zona del versante. Tale eterogeneità è stata riscontrata anche per i colamenti sismoindotti.

A conclusione di quanto riportato per i versanti flyschoidi isolati, i movimenti complessi e gli scorrimenti sismoindotti hanno una maggiore probabilità d'innescò nella zona più alta del pendio, in prossimità dello spartiacque, mentre, i colamenti sismoindotti non hanno una particolare tendenza all'innescò lungo il versante.

Per ciò che concerne i versanti terrigeni confinati a monte da rilievi carbonatici sono state derivate le seguenti informazioni:

- *Frane complesse*: per i fenomeni censiti nel database generale (IDL) è stato osservato una prevalenza di inneschi nella zona mediana del versante (classe 40-60 %) con il 45 % dei casi (9 su 20). Le frane complesse sismoindotte hanno mostrato, invece, una tendenza all'innescò nella parte alta del versante con il 35,7 % dei casi nella classe 80-100 % e il 21,4 % dei casi nella classe 60-80 %. Si è osservato, quindi, che a seguito di sollecitazioni sismiche vi è una prevalenza di inneschi in prossimità del contatto tra il versante terrigeno e il rilievo carbonatico.
- *Scorrimenti*: l'analisi relativa a questa tipologia di movimenti non ha potuto beneficiare di un adeguato numero di casi. Tuttavia, sebbene vi fosse un'esiguità di informazioni, è stato osservato una prevalenza d'inneschi nella metà bassa del versante (soprattutto per quanto riguarda i fenomeni sismoindotti), tra il fondovalle e la classe 40-60 %.
- *Colamenti*: la presente tipologia di fenomeni censita nell'inventario generale (IDL), ha mostrato una tendenza all'innescò della zona più elevata del versante con il 55,5 % dei casi nella classe 60-80 % e il 33,3 % nella classe 80-100 %. I colamenti

sismoindotti, seppur limitati numericamente, hanno mostrato la medesima tendenza all'innescò riscontrata nelle frane generali.

In sintesi, le frane complesse sismoindotte si attivano prevalentemente in prossimità del contatto tra il versante flyschoidale e il rilievo carbonatico (classe 80-100 % di altezza). I colamenti sismoindotti tendono anch'essi ad attivarsi nella zona alta del versante, ma tra il 60% e il 100% dell'altezza. Infine, gli scorrimenti prediligono l'attivazione nella metà bassa del pendio, in prossimità al fondovalle.

### **10.1.2 Analisi geolitologica**

L'interazione tra la carta inventario di tutti i fenomeni franosi presenti in alta val Sele (ICG) con la carta geolitologica alla scala 1/25000 ha evidenziato che le litologie più frequentemente interessate dalle diverse tipologie di movimenti sono:

- *Frane complesse*: Arenarie (AR) con una densità di frana pari a 3,78 (Frana/kmq);
- *Scorrimenti*: Arenarie (AR) con una densità di frana pari a 0,76 (Frana/kmq);
- *Colamenti*: Argille, siltiti e marne (AS) con una densità di frana pari a 1,10 (Frana/kmq);

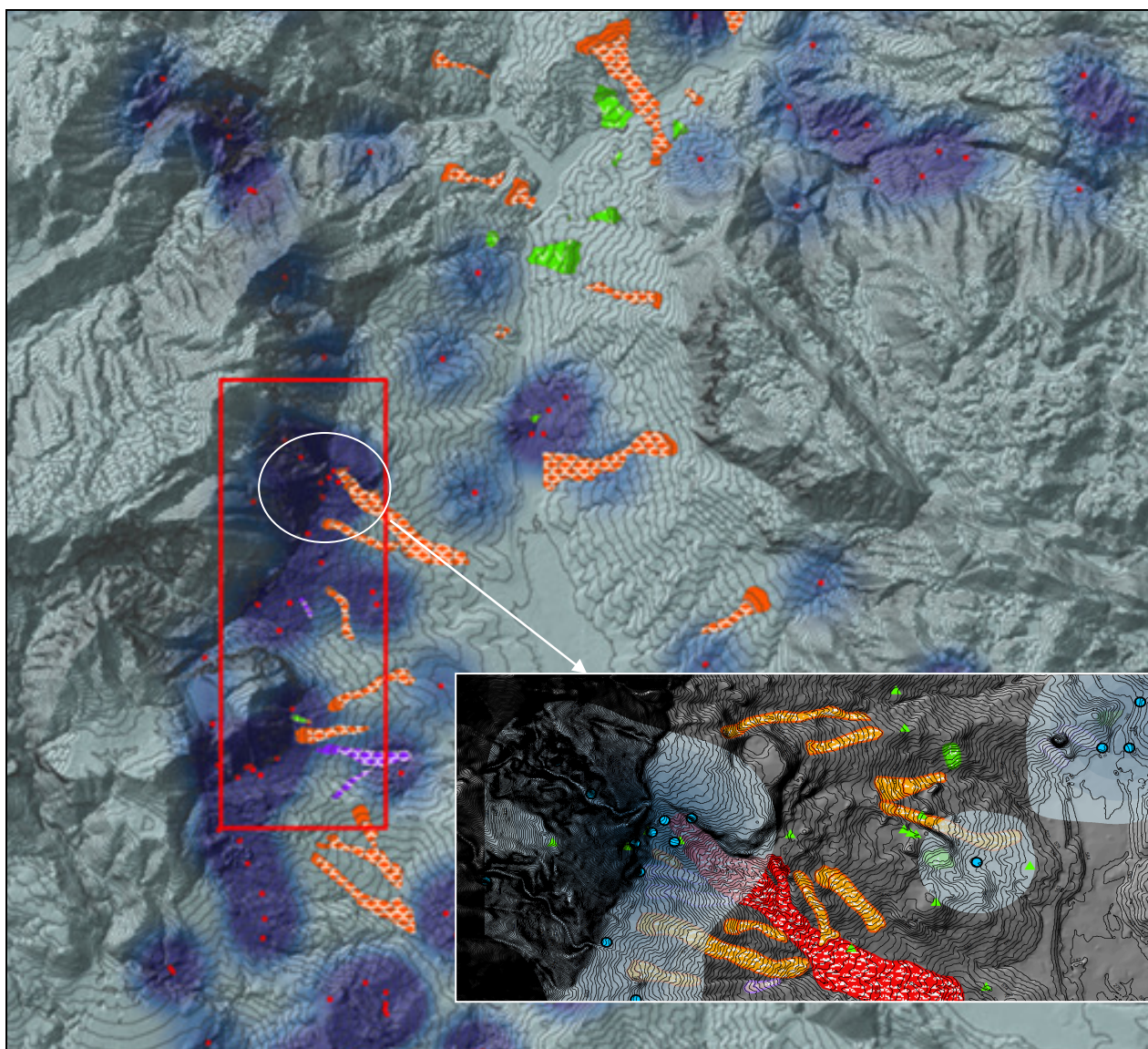
Al termine di questa valutazione è stato evidenziato che l'estesa distribuzione dei terreni di copertura indicati dalla cartografia geologica Carg ha alterato la reale stima dei terreni di substrato interessati dai fenomeni franosi. Inoltre, è stato osservato che l'accorpamento delle classi litologiche ha rispecchiato prevalentemente la suddivisione dei complessi formazionali e non ha sintetizzato adeguatamente la natura litologica e meccanica delle unità riscontrate. La successiva analisi alla scala 1/5000, basata sul censimento di dettaglio e su una carta geolitologica sviluppata a partire da una cartografia geologica rielaborata, ha evidenziato il seguente quadro della situazione riguardante le frane generali (IDL):

- *Frane complesse*: principalmente sono state interessate flysch marnoso calcarei con una densità di frana pari a 1,49 (Frana/kmq), e in modo subordinato la litofacies arenaceo-conglomeratica con una densità di 0,97 (Frana/kmq);
- *Scorrimenti*: la litologia più frequentemente interessata da questa tipologia di movimenti è risultata essere quella dei flysch marnoso calcarei con una densità di frana pari a 0,36 (Frana/kmq), e in modo subordinato la litofacies arenaceo-conglomeratica con una densità di 0,26 (Frana/kmq);
- *Colamenti*: principalmente è stata interessata la litofacies siltoso-argilloso-marnosa con una densità di 2,65 (Frana/kmq), e secondariamente il detrito di versante di natura ghiaiosa-sabbiosa con una densità di 1,15 (Frana/kmq).

Per quanto riguarda le frane sismoindotte (IFS) è stato osservato che, per tutte e tre le tipologie cinematiche, i complessi argillosi sono risultati essere la litologia più coinvolta. Relativamente alle sole frane complesse e agli scorrimenti è stato riscontrato, anche, un particolare coinvolgimento anche del flysch marnoso calcareo.

### 10.1.3 Analisi idrogeologica

L'analisi idrogeologica, condotta sia alla scala di bacino (1/25000) che alla scala di versante (1/5000), è stata focalizzata sul confronto tra la concentrazione di sorgenti e la presenza di fenomeni franosi nel territorio. Le operazioni di overlay hanno riguardato dapprima le frane totali e successivamente i soli movimenti sismoindotti. Al termine di tale approfondimento è stata constatata una forte correlazione tra la presenza di sorgenti e l'attivazione di fenomeni franosi sismoindotti in prossimità del contatto tra i versanti terrigeni e i rilievi carbonatici lungo l'intera fascia che va dal paese di Senerchia alle falde di M. Raia - Montenero, nel comune di Oliveto Citra. Solo in questa zona, infatti, è stata registrata una concentrazione del 16,6 % delle frane sismoindotte censite in tutta l'alta valle del Sele.



*Figura 159 – Stralcio cartografico illustrante la particolare correlazione tra i fenomeni franosi sismoindotti tra il paese di Senerchia e la base di M. Raia. La carta completa è stata illustrata nel paragrafo 8.3.*

Le osservazioni di dettaglio hanno contribuito a rendere più organica l'indagine, grazie soprattutto al contributo dato dai valori relativi alle portate delle sorgenti, in taluni casi stimate sino



a 500 l/s, fornendo un ulteriore e importante dettaglio sulle condizioni favorevoli all'instabilità. Pertanto, *la maggiore concentrazione di frane sismoindotte appare essere condizionata non soltanto dall'alta densità di sorgenti ma anche dalla presenza di acquiferi significativi.*

## 10.2 Risultati derivati dallo studio delle frane sismoindotte in Italia

Lo studio di altri casi di frane sismoindotte, riconosciute in territori geologicamente analoghi all'alta valle del Sele, ha consentito di pervenire ad una serie di informazioni inerenti i principali fattori incidenti nello sviluppo della suddetta tipologia di fenomeni. Contestualmente a questa analisi è stato eseguito un confronto con i dati pervenuti dallo studio dei movimenti franosi in alta val Sele che ha portato a confermare, e in taluni casi a migliorare, la conoscenza acquisita nella prima parte del presente lavoro di tesi. A valle di quanto illustrato sono state tratte le seguenti conclusioni:

- 1) *Distribuzione areale delle frane*: il confronto tra la distanza epicentrale delle frane sismoindotte italiane con i valori di intensità dei terremoti che le hanno generate ha confermato che la probabilità di innesco di fenomeni franosi è elevata nei primi 30-40 km dall'epicentro, mentre, per distanze progressivamente maggiori la possibilità di innesco cresce con l'aumentare dell'intensità del sisma. In particolare, è stato osservato che per distanze superiori i 40 km, la probabilità di innesco è alta per valori di intensità del sisma superiori a 5 (scala Richter). L'analisi dei dissesti in alta valle Sele ha, inoltre, evidenziato che il 52 % degli inneschi si è verificato nelle classi IX e X di intensità sismica locale (M.C.S.), dimostrando che il maggior numero di fenomeni si ha in concomitanza dei valori più elevati di intensità sismica locale;

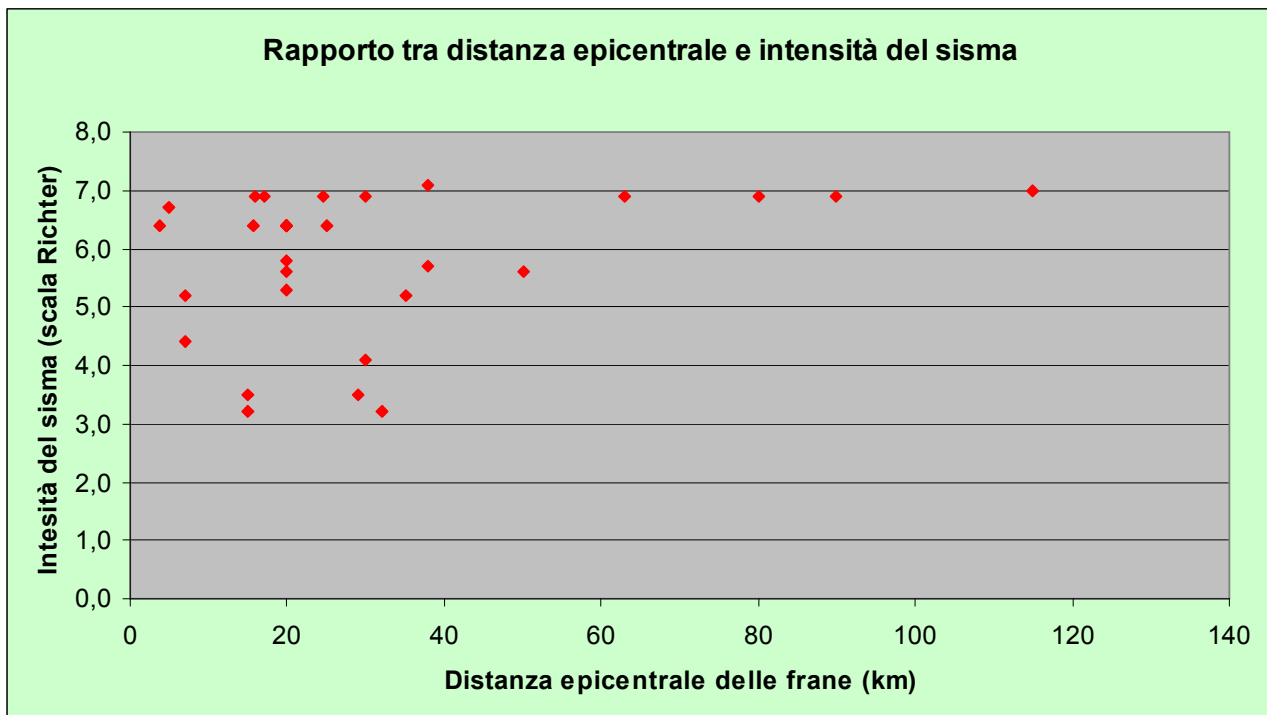
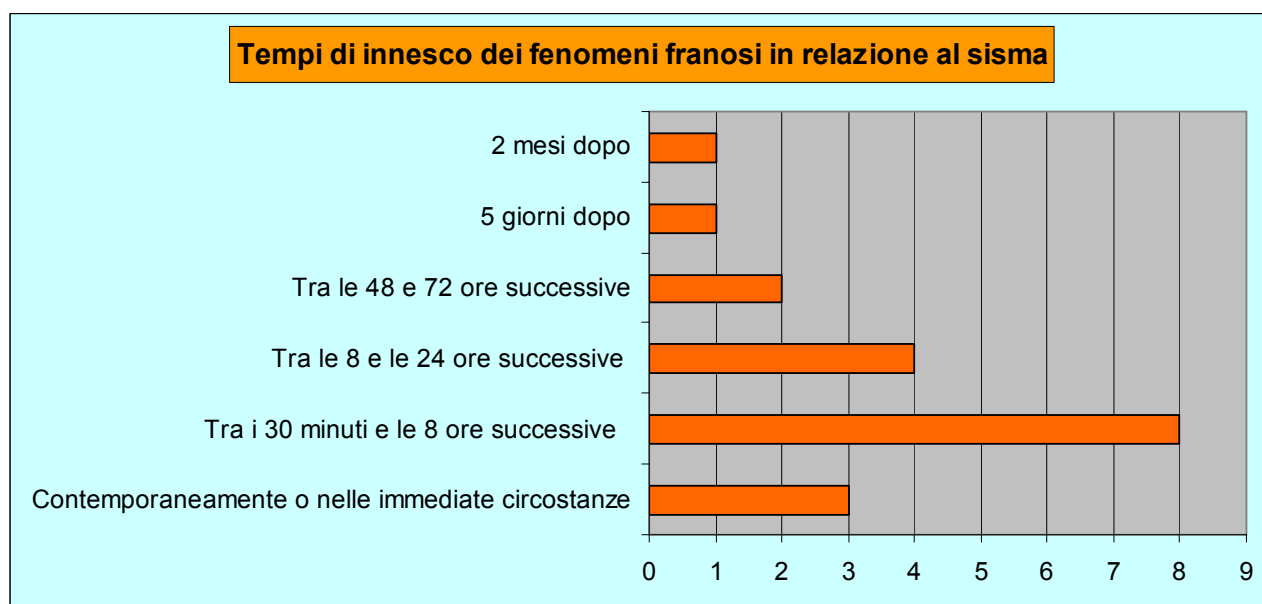


Figura 160 – Rapporto tra l'intensità dei terremoti e la distanza epicentrale delle frane censite nel database nazionale.

- 2) *Tipologie di movimenti più frequenti*: sia per le frane sismoindotte nazionali che per le frane sismoindotte dell'alta val Sele è stato riscontrato che le tipologie di movimenti più frequenti sono, in primis, le frane complesse, e in secondo luogo gli scorrimenti. I fenomeni di tipo colamento sono caratterizzati da basse percentuali di accadimento (18,75 % per le frane dell'alta val Sele e 3,34 % per le frane del database nazionale) e ciò ha evidenziato la scarsa tendenza all'attivazione di questa tipologia di movimenti a seguito di terremoti;
- 3) *Frane di neoformazione e riattivazioni*: per i casi di studio nazionali di frane sismoindotte è stato osservato che 28 dissesti su 30 hanno costituito una riattivazione di precedenti movimenti, mentre, per le frane dell'alta val Sele questo tipo di informazione è stato conseguito solo per tre frane, rivelatesi anch'esse riattivazioni. Sulla base dei dati ottenuti si è concluso che nella maggioranza dei casi lo sviluppo di frane sismoindotte si ha in corrispondenza di zone già interessate da movimenti franosi;
- 4) *Relazione tra cronologia e accadimento di eventi franosi*: l'analisi cronologica dei tempi di attivazione dei movimenti franosi sismoindotti, avvalorata dalla convergenza dei dati relativi alle frane nazionali e dell'alta val Sele, ha posto in evidenza che la probabilità di innesco della suddetta tipologia di fenomeni è maggiore nell'arco temporale che va dalla mezz'ora alle otto ore successive al terremoto, per poi decrescere gradualmente con l'avanzare del tempo;



*Figura 161 – Distribuzione temporale delle frane sismoindotte censite nel database nazionale.*

- 5) *Litologia*: dal confronto dei dati ottenuti per le frane sismoindotte nazionali e per le frane sismoindotte dell'alta val Sele, è stato evidenziato che tutte e tre le tipologie di movimenti analizzati (frane complesse, scorrimenti e colamenti) trovano facile sviluppo nei complessi argillosi. Allo stesso tempo è stato osservato che le sole frane complesse e gli scorrimenti hanno frequenti sviluppi anche nel flysch marnoso calcareo;
- 6) *Pendenze*: i valori di acclività della zona di nicchia e del corpo di frana, stimati per le frane sismoindotte del database nazionale hanno mostrato notevoli analogie con i dati ottenuti per le frane sismoindotte dell'alta val Sele. In particolare è stato osservato che le pendenze

medie della nicchia di distacco si attestano intorno ai 26° nelle frane complesse, 27° nei scorrimenti, ed infine, 23° nei colamenti. Per quanto riguarda il corpo di frana si osserva che le pendenze sono circa 16° per le frane complesse, 19° per gli scorrimenti e 14° per i colamenti;

Frane sismoindotte in Italia	Movimenti complessi			Scorrimenti			Colamenti		
	Max	Min	Medio	Max	Min	Medio	Max	Min	Medio
<i>Pendenza nicchia di distacco</i>	56°	15°	26°	60°	15°	27°	23°	23°	23°
<i>Pendenza corpo di frana</i>	32°	5°	16°	36°	8°	19°	14°	14°	14°
<i>Pendenza versante</i>	34°	13°	21°	25°	14°	20°	13°	13°	13°

Tabella 58 – Sintesi dei risultati relativi ai valori di pendenze massimi, minimi e medi, derivati dallo studio delle frane sismoindotte del database nazionale.

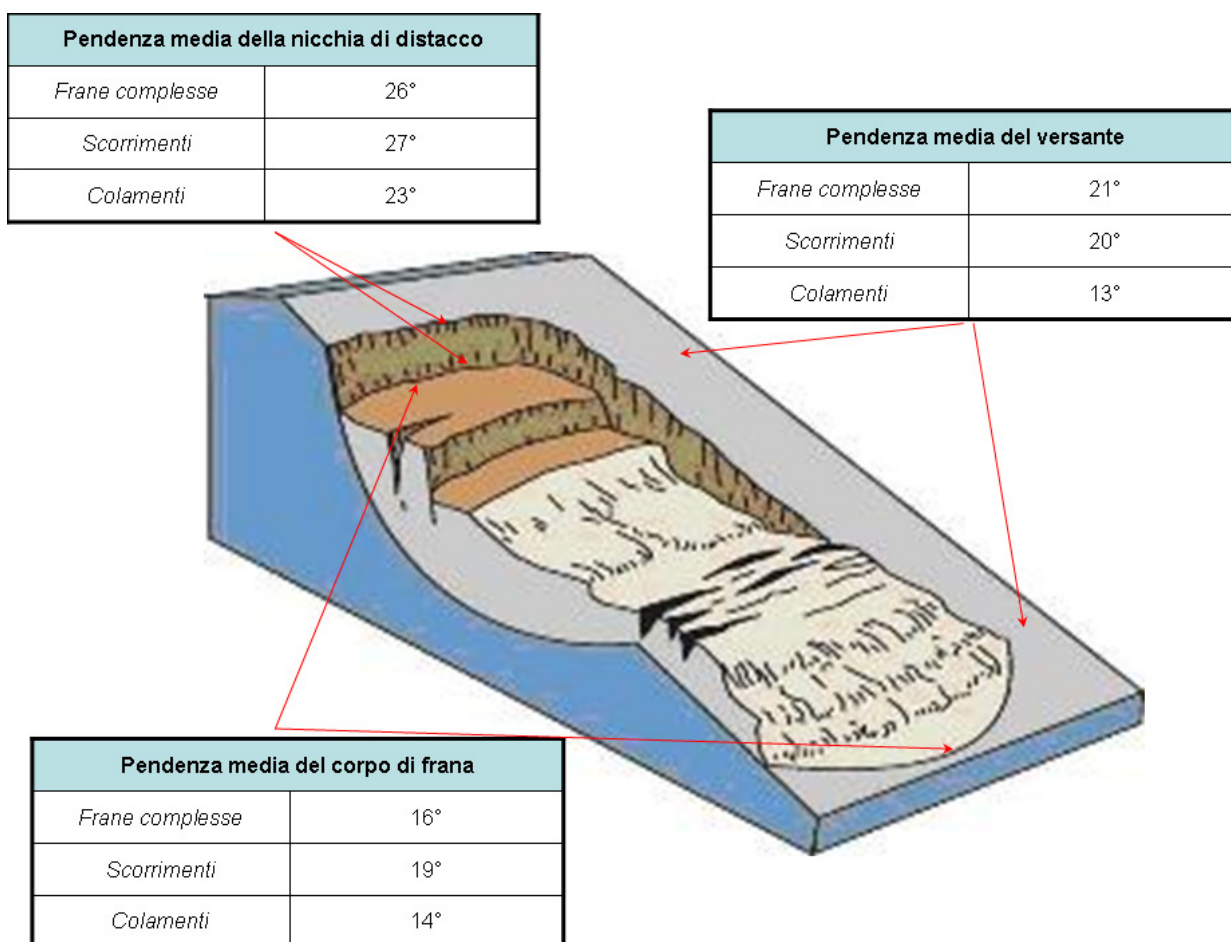
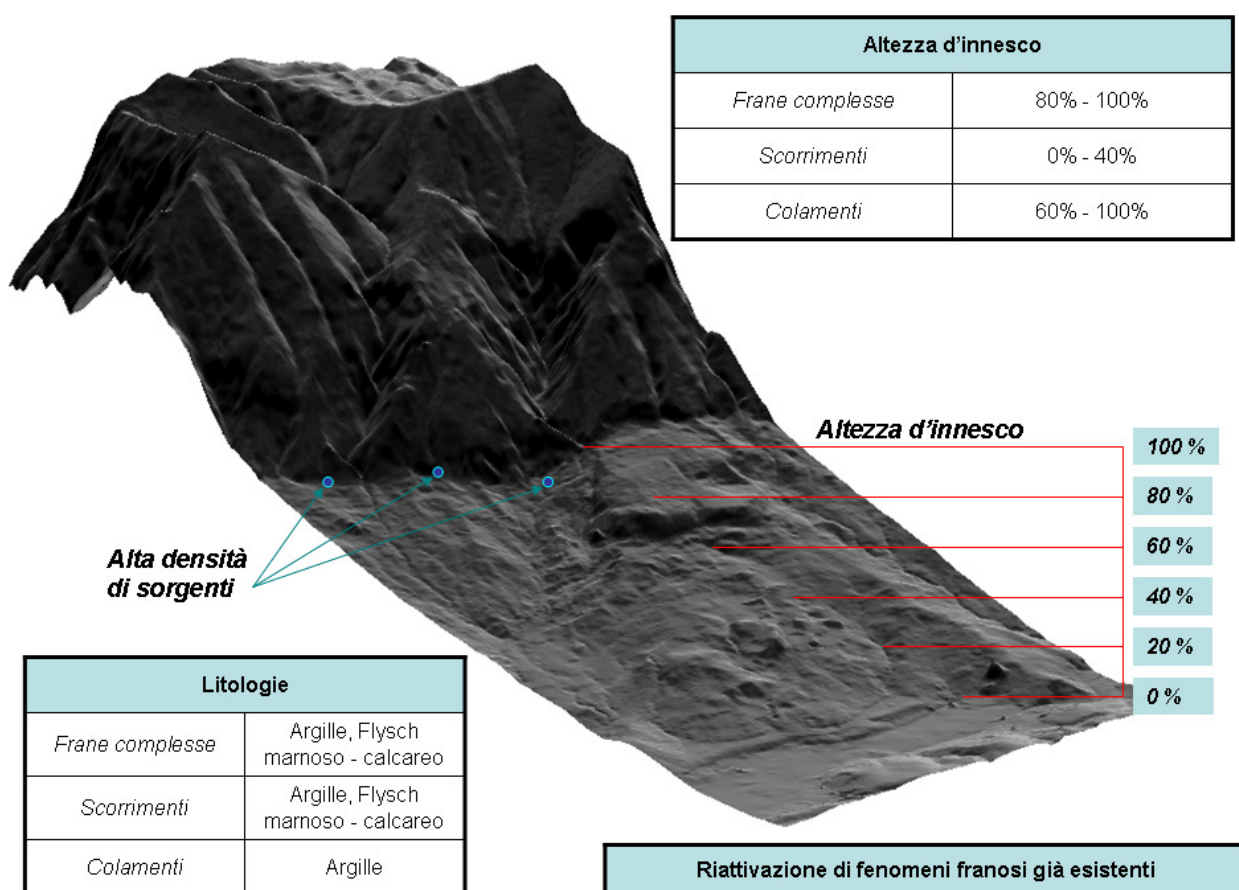


Figura 162 – Modello schematico di una frana e valori medi di pendenze relativi alla nicchia di distacco, al corpo di frana e al versante (immagine da USGS web site).

7) *Altezza di innesco*: dato il contesto geomorfologico riscontrato per le frane sismoindotte del database nazionale, i dati relativi all'altezza d'innesco sono stati confrontati con gli omologhi risultati ottenuti in alta val Sele per i rilievi flyschoidi isolati. Il quadro emerso è il seguente:

- le frane complesse sismoindotte presentano una maggiore probabilità d'innesco nella classe di altezza 80-100 %, corrispondente alla zona prossima allo spartiacque;
- gli scorrimenti sismoindotti si attivano prevalentemente sia presso la zona di vertice del versante (classe 80-100 %) sia nella zona basale (0-20 %);
- i colamenti non presentano una particolare tendenza all'innesco verso una precisa zona del versante;

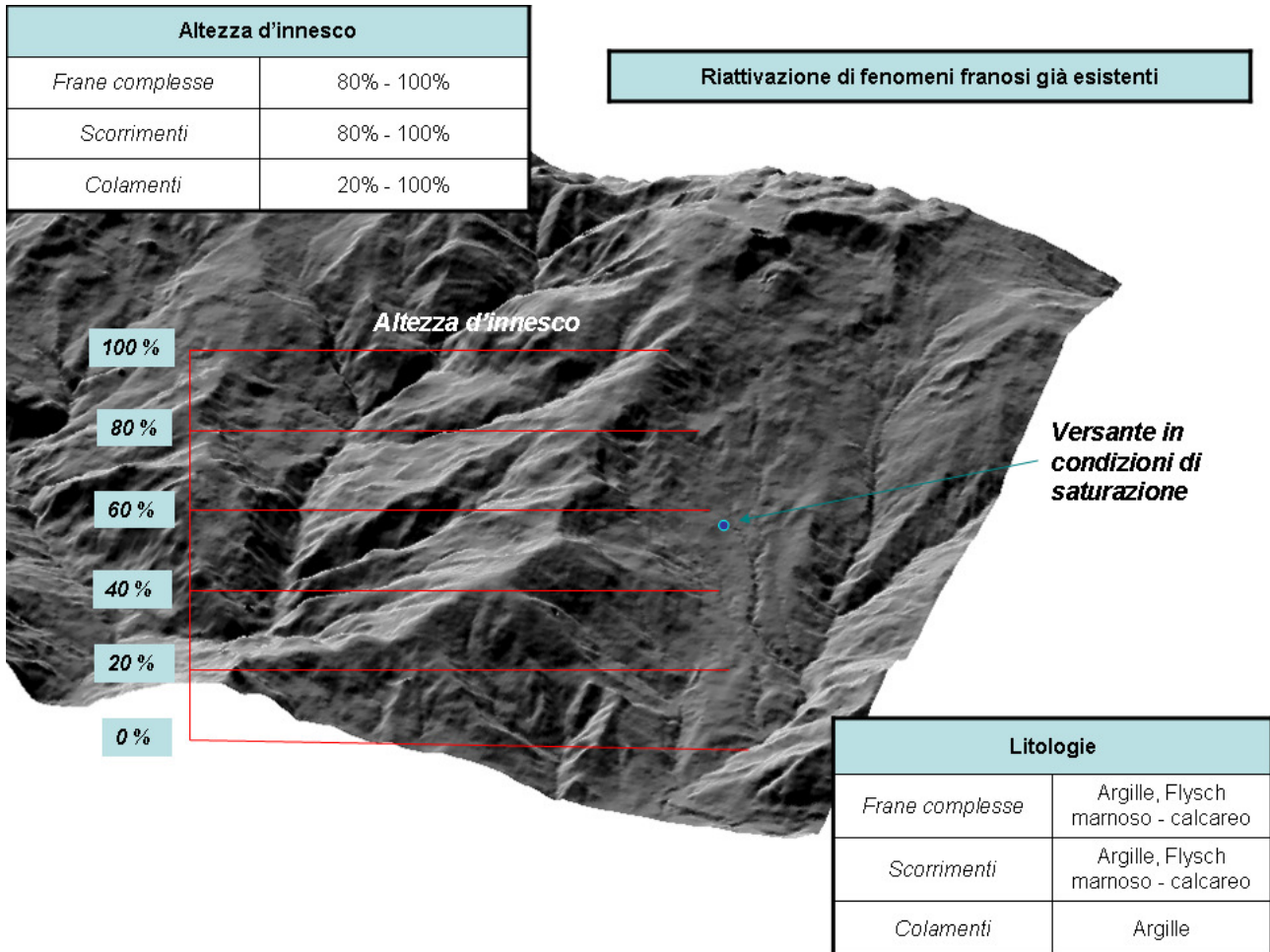
***Versante terrigeno confinato a monte da rilievi carbonatici***



*Figura 163 – Sintesi di alcuni dei principali fattori agenti a favore dello sviluppo di frane sismoindotte in versanti terrigeni confinati a monte da rilievi carbonatici.*

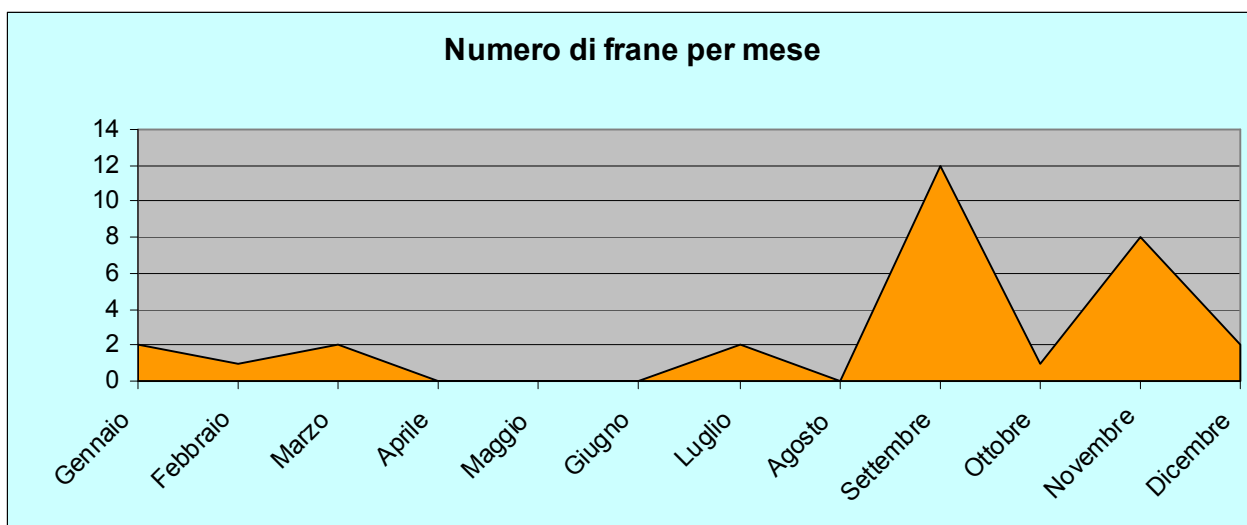


### ***Rilievo flyschoide isolato***



*Figura 164 – Sintesi di alcuni dei principali fattori agenti a favore dello sviluppo di frane sismoindotte in versanti flyschoidi isolati*

- 8) **Idrologia e idrogeologia:** è stato osservato che la maggior parte dei fenomeni sismoindotti (87 %) si è sviluppata nella stagione autunnale e invernale, e grazie ad alcuni dati pluviometrici, pervenuti da fonti bibliografiche, si è visto che l'accadimento è avvenuto a seguito di prolungati e intensi giorni di pioggia. Per quanto riguarda l'idrogeologia, le frane del database nazionale hanno mostrato una prevalenza di inneschi in versanti caratterizzati da livelli di falda superficiali e terreni in condizioni di saturazione. In alta valle Sele è stato osservato che la concentrazione maggiore di frane sismoindotte si è avuta in una zona caratterizzata da un'elevata densità di sorgenti (anche 4 per kmq), dotate tra l'altro di cospicue portate (500 l/s). Si può ritenere che, la saturazione dei terreni, favorita talora dalla vicinanza di emergenze idriche, determini un incremento della probabilità di innesco di fenomeni franosi a seguito di sollecitazioni sismiche;



*Figura 165 – Stagionalità e attivazione di frane sismoindotte. Numero di fenomeni franosi attivatisi in ciascuno dei 12 mesi dell'anno.*

L'approfondimento dei fattori geologici e geomorfologici precedentemente elencati, agenti a favore dello sviluppo di grossi fenomeni franosi a cinematismo lento sismoindotti, ha permesso in primo luogo di migliorare il quadro conoscitivo relativo alla genesi, le dinamiche e la predisposizione all'accadimento di simili eventi. Tale conoscenza, tuttavia, assume particolare importanza soprattutto in chiave di prevenzione e mitigazione dei rischi, per lo più associati al danneggiamento dei centri abitati e alle strutture a rete. A tal riguardo, tra le attività future di avanzamento della presente ricerca, è prospettabile una valutazione della suscettibilità focalizzata sulla riattivazione dei grossi corpi di frana, al fine di realizzare una macrozonazione a scala regionale basata sui parametri sopraelencati in funzione della distribuzione di tutte le faglie sismogenetiche presenti nel territorio campano.

## **Bibliografia**

- Agnesi V., Carrara A., Macaluso T., Monteleone S., Pipitone G., Sorriso-Valvo M. (1982) – *Osservazioni preliminari sui fenomeni di instabilità dei versanti indotti dal sisma del 1980 nell'alta valle del Sele*. Geologia Applicata e Idrogeologia, vol. XVII, pp. 79-91.
- Agnesi V., Carrara A., Macaluso T., Monteleone S., Pipitone G., Sorriso-Valvo M. (1983) – *Elementi tipologici e morfologici dei fenomeni di instabilità dei versanti indotti dal sisma del 1980 (Alta valle del Sele)*. Geologia Applicata e Idrogeologia, vol. XVIII (1), pp. 309-341.
- Agnesi V., Camarda M., Conoscenti C., Di Maggio C., Diliberto I.S., Madonia P., Rotigliano E. (2005) – *A multidisciplinary approach to the evaluation of the mechanism that triggered the Cerda landslide (Sicily, Italy)*. Geomorphology, 65, pp. 101-116.
- Aleotti P., Chowdhury R. (1999) – *Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives*. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 58, pp. 21– 44.
- Amadesi E., Bonfatti F., Pignone R., Preti D., Vianello G. (1977) – *Guida alla realizzazione di una carta della stabilità dei versanti*. Collana di orientamenti geomorfologici ed agronomico-forestali, Pitagora Editrice Bologna.
- Amanti M., Carrara A., Castaldo G., Colosimo P., Gisotti G., Govi M., Marchionna G., Nardi N., Panizza M., Pecci C., Vianello G. (1992) – *Linee Guida per la realizzazione di una cartografia della pericolosità geologica connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti alla scala 1:50.000*. Servizio Geologico - Progetto CARG.
- Amore O.F., Ciampo G., Morabito S., Ruggiero E., Santini U., Sgrosso I. (2003) – *Datazione biostratigrafica ed inquadramento regionale di alcuni depositi miocenici discordanti dell'Appennino campano-lucano*. Geoitalia, 4° Forum FIST, sessione 7, Riassunti, pp. 286-288.
- Antonini G., Ardizzone F., Cardinali M., Galli M., Guzzetti F., Reichenbach P. (2002) – *Surface deposits and landslide inventory map of the area affected by the 1997 Umbria-Marche earthquakes*. Boll. Soc. Geol. It., volume speciale n. 1, pp. 843-853.
- APAT (2006) – *Fenomeni di dissesto geologico-idraulico sui versanti, classificazione e simbologia*. Manuali e Linee Guida 39/2006
- APAT (2007) – *Rapporto sulle frane in Italia, il progetto IFFI- metodologia risultati e rapporti regionali*. Rapporti 78/2007.
- Aquino S., Allocca V., Esposito L., Celico P. (2006) – *Risorse Idriche della Provincia di Avellino (Appennino meridionale, Italia)*. Arti Grafiche Cinque (Avellino), pp. 119.
- Ascione A., Cinque A. (1999) – *Carta delle faglie tardo-quadernarie dell'Appennino Meridionale*. In: Galadini, F., Meletti, C., & Rebez, A., (eds.), *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*, CNR - Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Roma.

- Aucelli P.P.C., Baranello S., Bracone V., Di Lallo G., Di Lisio A., Di Paola G., D'Uva L., Roskopf C.M., Scapillati N. (2012) – *Fragilità territoriale e rischio da frana: l'esempio della frana di contrada Vivara (Trivento, Molise)*. Geologia dell'Ambiente, supplemento al n. 2/2012.
- Baratta M. (1901) – *I terremoti d'Italia*. Saggio di Storia, geografia e bibliografia sismica italiana, Torino, F.lli Bocca Editori.
- Barbieri M., Borgatti L., Pellegrini M. (2003) – *Introduzione alle frane dell'Appennino modenese*. Da "Rassegna Frignanese", 33.
- Battista C., Pennetta L., Romanazzi L. (1986) – *A preliminary analysis of failures around the built-up area of Calabritto, Irpinia, activated by the earthquake of November 23, 1980*. Geologia Applicata e Idrogeologia, vol. XXI (2), pp. 405-416.
- Bellucci E., Nappi R., Vilardo G. (2007) – *Metodologia semiautomatica di estrazione del drenaggio da DTM applicata allo studio della deformazione indotta da tettonica attiva*. Atti 11<sup>a</sup> Conferenza Nazionale ASITA, Centro Congressi Lingotto, Torino 6 - 9 novembre 2007, Volume I.
- Bertolini G. & Pizziolo M. (2006) – *Le grandi frane dell'Emilia-Romagna: stato dell'arte*. In: Geologi, Ordine dei Geologi dell'Emilia-Romagna, Bologna, Italy.
- Blumetti A.M., Ferrelì L., Michetti A.M. (2002) – *Castrovillari (CS). Earthquake-induced ground ruptures and paleoseismology in the Mt. Pollino Area*. In: Comerci V. (ed.) - Seismically Induced Ground Ruptures and Large Scale Mass Movements, Atti APAT, Italian Agency for Environment Protection and Technical Services, 4, pp. 84-99.
- Bommer J.J. & Rodriguez C.E. (2002) – *Earthquake-induced landslides in Central America*. Engineering Geology, 63, pp. 189-220.
- Bonardi G., D'Argenio B., Perrone B. (1988) – *Carta geologica dell'Appennino meridionale*. LXXIV Congr. Soc. Geol. It., Sorrento.
- Bonardi G., Ciarcia S., Di Nocera S., Matano F., Sgrosso I., Torre M. (2009) – *Carta delle principali unità cinematiche dell'Appennino meridionale*. Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.), vol.128 (1), pp. 47-60.
- Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Gasperini P., Valensise G. (1997) – *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*. ING e SGA, Roma, 644 pp.
- Bozzano F., Gambino P., Larosa I. & Scarascia Mugnozza G. (2001) – *Analisi preliminare degli effetti di superficie indotti dalla sequenza sismica umbro-marchigiana nei mesi di settembre-ottobre 1997*. Mem. Soc. Geol. It., 56, pp. 283-290.
- Bozzano F., Martino S., Scarascia Mugnozza G., Bonci L., Calcaterra S., Eulilli V., Ferri F., Gambino P., Manuel M.R. (2004a) – *Geological control on large seismically induced landslides: the case of Cerda (Southern Italy)*. IX International Symposium on Landslides June 2004 - Rio de Janeiro, Brazil.



Bozzano F, Cardarelli E, Cercato M, Manuel M.R, Martino S, Scarascia Mugnozza G (2004b) – *Determinazione delle proprietà dinamiche delle formazioni coinvolte nella frana di Salcito (CB) del 31 Ottobre 2002 tramite prove geofisiche in sito e prove di laboratorio*. Proc. 23° Convegno Nazionale del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida (GNGTS), pp. 104-107.

Bozzano F., Manuel M.R., Martino S., Scarascia Mugnozza G. (2004c) – *La frana sismoindotta di Salcito (CB): costruzione di un modello geologico-tecnico*. GNGTS - Atti del 23° Convegno Nazionale / 04.08.

Bozzano F, Martino S, Naso G, Prestininzi A, Romeo RW, Scarascia Mugnozza G (2004d) – *The large Salcito landslide triggered by the 31st October 2002, Molise earthquake*. Earthq Spectra, 20 (2), pp. 1-11.

Bozzano F., Lenti L., Martino S., Paciello A., Scarascia Mugnozza G. (2007) – *Possible role of local seismic amplification in reactivation of large landslides: insights from Italian case histories*. GNGTS - Atti del 26° Convegno Nazionale.

Bozzano F., Lenti L., Martino S., Paciello A., Scarascia Mugnozza G. (2008) – *Self-excitation process due to local seismic amplification responsible for the reactivation of the Salcito landslide (Italy) on 31 October 2002*. Journal of Geophysical Research, vol. 113.

Bozzano F., Lenti L., Martino S., Paciello A., Scarascia Mugnozza G. (2011) – *Evidences of landslide earthquake triggering due to self-excitation process*. Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch), 100, pp. 861-879.

Brancaccio L., Cinque A. (1988) – *Evoluzione geomorfologica dell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 41, pp. 135-136.

Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Roskopf C., Russo F., Santangelo N. (1995) – *L'evoluzione delle pianure costiere della Campania: Geomorfologia e Neotettonica*. Mem. Soc. Geogr. It., 53, pp. 313 - 336.

Branno A., Esposito E., Luongo G., Marturano A., Porfido S., Rinaldis V. (1986) – *The largest earthquakes of the apennines, Southern Italy*. IAEG, IAG Proc. of the Intern. Symp. On Engineering Geology Problems in Seismic Areas. Bari, Italy, IV, pp. 3-14.

Buccolini M., Crescenti U., Sciarra N. (1992) – *La frana di Caramanico dell'Ottobre 1989, nota preliminare*. Boll. Soc. Geol. It., 111, pp. 181-191.

Budetta P. (1983) – *Geologia e frane dell'alta valle del f. Sele (Appennino Meridionale)*. Memorie e Note dell'Istituto di Geologia Applicata, vol. XVI, Napoli.

Budetta P., Calcaterra D., De Riso R., Santo A. (1990) – *Geologia e fenomeni franosi dell'alta valle del fiume Ofanto (Appennino Meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., 45, pp. 309-324.

Budetta P., Calcaterra D., Corniello A., De Riso R., Ducci D., Santo A (1993) – *Appunti di Geologia dell'Appennino Meridionale con riferimento ai "rischi" ed alle risorse del territorio*. Pubbl. 332, Ist. Geol. Appl., Eliografia Ilardo, Napoli.

Butler R.W.H., Mazzoli S., Corrado S., De Donatis M., Di Bucci D., Gambini R., Naso G., Nicolai C., Scrocca D., Shiner P., and Zucconi V. (2004) – *Applying thick-skinned tectonic models to the Apennine thrust belt of Italy - Limitations and implications*. in K. R. McClay, ed., *Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir 82*, pp. 647– 667.

Calcagnile G., Melidoro G., Panza G.F. E Salviola G. (1978) – *Studio introduttivo della correlazione tra movimenti franosi e attività sismica nell'Appennino centro-meridionale*. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, vol. XIII, pp. 159–181.

Cancelli A., Capozzi R., Galloni G. (1987) – *Aspetti geologici e geotecnici della frana di Predappio alta (Appennino Emiliano Romagnolo, Provincia di Forlì)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 106, pp. 53-69.

Cantalamesa G., Dramis F., Panbianchi G., Romano A., Santoni A.M., Tonnetti G. (1981) – *Fenomeni franosi connessi con attività sismica nell'area compresa tra S. Giorgio la Molara e Bisaccia*. *Rend. Soc. Geol. It.*, 4, pp. 467-469.

Canuti P., Esu F. (1995) – *Glossario internazionale per le frane*. *Rivista Italiana di Geotecnica*, 29 (2), pp. 143-150.

Canuti P., Casagli N. (1996) – *Considerazioni sulla valutazione del rischio di frana*. Estratto da “Fenomeni franosi e centri abitati”, *Atti del convegno di Bologna del 27 Maggio 1994*.

Capolongo D., Refice A., Mankelaw J. (2002) – *Evaluating earthquake- triggered landslide hazard at the basin scale through GIS in the upper Sele river valley*. *Surveys in Geophysics*, 23 (6), pp. 595-625.

Carboni R., Catani F., Iotti A., Monti L. (2001) – *La frana di Marano (Gaggio Montano, Appennino bolognese) del Febbraio 1996*. *Quaderni di Geologia Applicata*, 8.

Carrara A., Agnesi V., Macaluso T., Monteleone S., Pipitone G. (1986) – *Slope movements induced by the southern Italy earthquake of November 1980*. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, vol. XXI (2), pp. 237-250.

Carrara A., Cardinali M., Guzzetti F. (1992) – *Uncertainty in assessing landslide hazard and risk*. *ITC Journal*, The Netherlands, 2, pp. 172–183.

Carro M., De Amicis, M., Luzi L., Marzorati S. (2003) – *The application of predictive modeling techniques to landslides induced by earthquakes: the case study of the 26 September 1997 Umbria-Marche earthquake (Italy)*. *Engineering Geology*, 69, pp. 139-159.

Casagli N. & Ermini L. (2001) – *Modellizzazione della genesi e del collasso di sbarramento fluviali da frana tramite l'utilizzo di una rete neurale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 56, pp. 31-40.

Cascini L., Versace P. (1986) – *Eventi pluviometrici e movimenti franosi*. *Atti XVI Convegno Nazionale di Geotecnica*, Bologna, 3, 171-184.

Casero P., Roure R., Endignoux L., Moretti I., Muller C., Sage L., Vially R. (1988) – *Neogene geodynamic evolution of Southern Apennines*. *Memorie Società Geologica Italiana*, 41, pp. 109-120.

Castaldini D., Genevois R., Panizza M., Puccinelli A., Berti M., Simoni A. (1998) – *An integrated approach for analysing earthquake-induced surface effects: a case study from the Northern Apennines, Italy*. J Geodyn 26 (2–4), pp. 413-441.

Castaldini D. (2003) – *Frane e terremoti: rassegna delle frane sismoindotte dell'Appennino modenese-reggiano*. Da "Rassegna Frignanese", 33.

Castiglioni G.B. (1979) – *Geomorfologia*. Torino, UTET ed., 452 pp.

Celico P., Civita M. (1976) – *Sulla tettonica del massiccio del Cervialto (Campania) e le implicazioni idrogeologiche ad esso connesse*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, vol. 85.

Celico P. (1978) – *Schema idrogeologico dell'Appennino carbonatico centro-meridionale*. Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli, 14.

Celico P., De Gennaro M., Ghiara M.R., Stanzione D. (1979) – *Le sorgenti termominerali della Valle del Sele (Salerno): indagini strutturali, idrogeologiche e geochimiche*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, 35 (1), pp. 389-409.

Celico P., Fabbrocino S., Piscopo V. (2001) – *Acque termo-minerali*. In: Vallario A. (ed.), *Ambiente geologico della Campania*. Cuen, pp. 237-252.

Cello G. e Mazzoli S. (1999) – *Apennine tectonics in southern Italy: A review*. Geodynamics, 27, pp. 191-211.

Cetin K.O., Isik N., Unutmaz B. (2003) – *Seismically induced landslide at Degirmendere Nose, Izmit Bay during Kocaeli (Izmit)-Turkey earthquake*. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 24, pp. 189-197.

Chelli A., Mandrone G., Ruffini A., Truffelli G. (2005) – *Dynamics and conceptual model of the Rossena castle landslide (Northern Apennines, Italy)*. Natural Hazards and Earth System Sciences, 5, pp. 903-909.

Cherubini C., Guerricchio A., Melidoro G. (1981) – *Un fenomeno di scivolamento profondo delle argille grigio-azzurre plio-calabrianne nella valle del T. Sauro (Lucania) prodotto dal terremoto del 23 Novembre 1980 - Nota preliminare*. Rend. Soc. Geol. It., 4, pp. 155-159.

Chiocchini U., Cipriani N. (1986) – *Seismic microzoning to rebuild Caposele village destroyed by the November 23, 1980 earthquake (Irpina, Campano-Lucano Apennine)*. Geologia Applicata e Idrogeologia, vol. XXI (3), pp. 261-274.

Chigira M., Wang W.N., Furuya T., Kamai T. (2003) – *Geological causes and geomorphological precursors of the Tsaoling landslide triggered by the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan*. Engineering Geology, 68, pp. 259-273.

Chigira M. & Yagi H. (2006) – *Geological and geomorphological characteristics of landslides triggered by the 2004 Mid Niigata prefecture earthquake in Japan*. Engineering Geology, 82, pp. 202- 221.

Chiodo G., Dramis F., Gervasi A., Guerra I., Sorriso Valvo M. (1999) – *Frane sismo-indotte e pericolosità di sito: primi risultati dello studio degli effetti di forti terremoti storici in Calabria centro-settentrionale*. GNGTS - Atti del 18° Convegno Nazionale / 13.07.

Chiodo G., Merenda L., Sorriso Valvo M. (2002) – *North Calabria - 1783 and 1905 earthquake-triggered landslides*. In: Comerci V. (ed.) - Seismically Induced Ground Ruptures and Large Scale Mass Movements, Atti APAT, Italian Agency for Environment Protection and Technical Services, 4, pp. 100-103.

Ciarcia S., Vitale S., Di Staso A., Iannace A., Mazzoli S., Torre M. (2009) - *Stratigraphy and tectonics of an Internal Unit of the southern Apennines: implications for the geodynamic evolution of the peri-Tyrrhenian mountain belt*. Terra Nova, 21, pp. 88-96.

Cinque A., Patacca E., Scandone P. & Tozzi M. (1993) – *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationship between surface geological features and deep lithospheric structures*. Ann. Geof., 36 (2), pp. 249-260.

Cinque A., Romano P. (2001) – *Evoluzione geomorfologica e caratterizzazione oro-idrografica della regione*. In: Vallario A. (ed.), Ambiente geologico della Campania. Cuen, pp. 59-90.

Clerici A. & Perego S. (2000) – *Simulation of the Parma River blockage by the Corniglio landslide (Northern Italy)*. Geomorphology, 33, pp. 1-23.

CNR-GNDICI (1995) – *Progetto AVI (Aree Vulnerate Italiane), Archivio Frane*. (<http://sici.irpi.cnr.it/gndci.htm>).

CNR-IRPI, Cosenza (2002) – *Martirano (CZ). Landslide reactivated by the 1638 and 1905 earthquakes*. In: Comerci V. (ed.) - Seismically Induced Ground Ruptures and Large Scale Mass Movements, Atti APAT, Italian Agency for Environment Protection and Technical Services, 4, pp. 107-108.

Conversini P. (1983) – *Studio geologico di un fenomeno di dissesto avvenuto a Monteverde di Valfabbrica*. Geologia Tecnica, 2, pp. 33-40.

Corominas J. & Moya J. (2008) – *A review of assessing landslide frequency for hazard zoning purposes*. Engineering Geology, 102, pp. 193-213.

Corsini A., Borgatti L., Pellegrini M., Ronchetti F. (2005) – *Monitoraggio di grandi frane riattivate e sospese nella valle del Fiume Secchia (Appennino settentrionale)*. Giornale di Geologia Applicata, 2, pp. 35-44.

Costanzo A., Lampitiello S., Lanzo G., Olivares L., Silvestri F., Tommasi P. (2004) – *Vulnerabilità sismica di centri storici su rilievi: i casi di Bisaccia, Orvieto, Gerace*. XI Congresso Nazionale "L'ingegneria Sismica in Italia", Genova 25-29 gennaio 2004.

Cotecchia V. (1981) – *Considerazioni sui problemi geomorfologici, idrogeologici e geotecnici evidenziatisi nel territorio colpito dal sisma Campano-Lucano del 23 novembre 1980 e possibilità di intervento del Progetto Finalizzato Conservazione del Suolo del C.N.R.* Rendiconti della Società Geologica Italiana, 4, pp. 73-102.



Cotecchia V., Del Prete M. (1986) – *Some observations on stability of old landslides in the historic centre of Grassano after the earthquake of 23 novembre 1980*. Geologia Applicata ed Idrogeologia, vol. XXI (IV), pp. 155-160, Bari.

Cotecchia V., Del Prete M., Tafuni N. (1986) – *Effects of earthquake of 23th November 1980 on pre-existing landslides in the Senerchia area (Southern Italy)*. Geologia Applicata e Idrogeologia, vol. XXI, pp. 177-198.

Cotecchia V., Lenti V., Salvemini A., Spilotro G. (1986) – *Reactivation of the large Buoninventre slide by the Irpinia earthquake of 23 november 1980*. Geologia Applicata e Idrogeologia, vol. XXI, pp. 217-252.

Cotecchia V., Salvemini A., Simeone V., Tafuni N. (1992) – *Comportamento geotecnico delle Unità Sicilidi ed Iripine affioranti nelle alte valli dei fiumi Sele ed Ofanto ad elevato rischio sismo tettonico*. Geologia Applicata e Idrogeologia, vol. XXVII, pp. 1-47.

Crespellani T., Madiati C., Maugeri M. (1996) – *Analisi di stabilità di un pendio in condizioni sismiche e post-sismiche*. Rivista Italiana di Geotecnica, 1, pp. 50.

Cruden D.M. & Varnes D.J. (1996) – *Landslide types and processes*. In: Turner, A.T., Schuster, R.L. (Eds.). Landslides: Investigation and Mitigation, Transportation Research Board Special Report 247. National Academy Press, Washington DC, pp. 36–75.

D'Agostino G., Franco M., Guida M., Mastellone F., Spinelli R., Vallario A. (2000) – *Gli insiemi di frane nelle formazioni argillose strutturalmente complesse: evoluzione e pericolosità*. Atti X Congresso Nazionale Geologi, Roma, 7-10 Dicembre 2000, pp. 223-232.

D'Agostino G., Franco M., Guida M., Mastellone F., Spinelli R. (2001) – *Pericolosità e rischio da frana*. In: Vallario A. (ed.), Ambiente geologico della Campania. Cuen, pp. 385-410.

Dallan L., Nardi R., Puccinelli A., D'Amato Avanzi G., Trivellini M. (1991) – *Valutazione del rischio da frana in Garfagnana e nella media valle del Serchio (Lucca)*. Boll. Soc. Geol. It., 110, pp. 245-272.

D'Amato Avanzi G., Nardi R., Pochini A., Puccinelli A., Trivellini M. (1988) – *La frana di Camporaghena (MS)*. Quaderni di Geologia Applicata, 2.

D'Argenio B. (1966) – *Zone isopiche e faglie trascorrenti nell'Appennino centro- meridionale*. Mem. Soc. Geol. Ital., 5.

D'Argenio B., Pescatore T., Scandone P. (1973) – *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti del Conv. Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino. Acc. Nazion. Lincei, 182, pp. 49-72.

D'Argenio B., Pescatore T., Scandone P. (1975) – *Structural pattern of the Campania-Lucania Apennines*. In: Ogniben L., Parotto M. & Praturlon A. (Ed.), Structural model of Italy, Quaderni de "La ricerca scientifica", 90, pp. 313-327, C.N.R. Roma.

Dazzaro L., Rapisardi L. (1996) – *Schema geologico del margine appenninico tra il F. Fortore e il F. Ofanto*. Mem. Soc. Geol. It., 51, pp. 143-147.

Delgado J., Peláez J.A., Tomás R., García-Tortosa F.J., Alfaro P. and López Casado C. (2011) – *Seismically-induced landslides in the Betic Cordillera (S Spain)*. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 31, pp. 1203-1211.

Del Gaudio V., Calcagnile G., Calvaruso A., Pierri P., Trizzino R. (1997) – *Attività sismica e franosità: il caso della frana di Serra dell'Acquara (Senerchia – AV)*. 16° Conv. Naz. GNGTS, Roma, 11-13 novembre 1997.

Del Gaudio V., Trizzino R., Calcagnile G., Calvaruso A., Pierri P. (2000) – *Landsliding in seismic areas: the case of the Acquara-Vadoncello landslide (Southern Italy)*. Bull. Eng. Geol. Env., 59, pp. 23-37.

Del Gaudio V., Pierri P., Wasowski J. (2001) – *Un approccio per la valutazione della probabilità temporale di frane sismo-indotte a scala regionale*. GNGTS - Atti del 20° Convegno Nazionale / 13.01

Del Gaudio V., Wasowski J. (2002) – *Stima a scala regionale della probabilità temporale di innesco sismico di frane in Irpinia*. GNGTS - Atti del 21° Convegno Nazionale / 04.19.

Del Gaudio V., Pierri P., Wasowski J. (2003) – *An approach to time probabilistic evaluation of seismically-induced landslide hazard*. Bull. Seism. Soc. Am. 93, pp. 557–69.

Del Gaudio V., Wasowski J. (2004) – *Time probabilistic evaluation of seismically induced landslide hazard in Irpinia (Southern Italy)*. Soil Dynamics and Earthquake Engineering 24, pp. 915–928.

Del Gaudio V., Wasowski J. (2004b) – *Risposta di sito in un'area franosa: osservazioni accelerometriche a Caramanico Terme (PE)*. GNGTS - Atti del 23° Convegno Nazionale / 09.09.

Del Gaudio V., Wasowski J. (2009) – *Risposta sismica di un area in frana a Caramanico Terme (PE): nuovi dati dal terremoto aquilano del 6.4.2009*. 28° Convegno del Gruppo Nazionale Geofisica della Terra Solida.

D'Elia B., Esu F., Pellegrino A., Pescatore T. (1985) – *Some effects on natural slope stability induced by the 1980 italian earthquake*. Proceedings of the eleventh International Conference on soil mechanics and foundation engineering, 12-16 august, San Francisco, 4, pp. 1943-1949.

D'Elia B., Federico G., Pescatore T., Rippa F. (1986) – *Occurrence and development of large landslide (Andretta, Italy) reactivated by the November 23rd 1980 earthquake*. Geologia Applicata e Idrogeologia, vol. XXI (2), pp. 365-381.

D'Elia B. (1992) – *Dynamic aspects of a landslide reactivated by the November 23, 1980 Irpinia earthquake (Southern Italy)*. Proc. of the French-Italian Conference on "Slope stability in seismic areas". Ouest Editions, Nantes Cedex (France), Bordighera (Imperia), Italy, pp. 25-32.

Del Prete M. (1981) – *La frana del centro storico di Grassano: meccanismo, età, effetti del terremoto del 23/11/1980*. Rend. Soc. Geol. It., 4, pp. 169-172.

Del Prete M., Trisorio Liuzzi G. (1981) – *Risultati dello studio preliminare della frana di Calitri (AV) mobilitata dal terremoto del 23 Novembre 1980*. Geologia applicata e idrogeologia, vol. XVI, pp. 153-165.

Del Prete M., Hutchinson J.N. (1985) – *Landslide at Calitri, Southern Apennines, reactivated by the earthquake of 23<sup>rd</sup> November 1980*. Geologia Applicata e Idrogeologia, vol. XX (I), pp. 9-38.

Del Prete M., Hutchinson J.N. (1988) – *La frana di Senise del 26-7-1986 nel quadro morfologico del versante meridionale della collina Timpone*. Riv. Italiana di Geotec., 22, pp. 7-33.

Del Prete M., Giaccari E., Trisorio Liuzzi G. (1992) – *Rischio da frane intermittenti a cinematica lenta nelle aree montuose e collinari urbanizzate della Basilicata*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche. Rapporto 1992 - U.O. 2.37.

Del Prete M., Trisorio Liuzzi G. (1992b) – *Reactivation of mudslides after a long quiescent period: the case of Buoninventre in Southern Apennines*. Proceedings French-Italian Conference Slope stability in seismic areas, Bordighera (IM), May 14-15, 1992, pp. 33-45.

De Riso R. (1968) – *Sulla geologia e lo stato di dissesto idrogeologico dell'alta valle del fiume Sele (Campania)*. Memorie e note dell'Istituto di Geologia applicata dell'Università di Napoli, vol. 10, pp. 6-43.

De Riso R., Budetta P., Calcaterra D., Santo A. (1999) – *Le colate rapide in terreni piroclastici del territorio campano*. Atti Conv. su “Previsione e prevenzione di movimenti franosi rapidi”, Trento, pp. 133-150, GEAM-Ass. Georisorse e Ambiente, Torino.

De Vita P. (2000) – *Fenomeni di instabilità delle coperture piroclastiche dei Monti Lattari, di Sarno e di Salerno (Campania) ed analisi degli eventi pluviometrici determinanti*. Giornale di Geologia Applicata, 7, pp. 213-235.

De Vita P., Focareta M., Guadagno F.M. (2001) – *Il fenomeno franoso della località Chianiello nel comune di Castelfranci (AV)*. Mem. Soc. Geol. It., 56, pp. 61-70.

De Vita P., Celico P. (2006) – *Distribuzione delle coltri piroclastiche sui versanti carbonatici perivesuviani e suscettibilità a franare*. Giornale di Geologia Applicata, 3, pp. 145-151.

Di Crescenzo G., De Falco M., Iervolino V.E., Rinaldi S., Santangelo N., Santo A. (2008) – *Proposta di un nuovo metodo semiquantitativo per la valutazione della suscettibilità all'innescio di colate rapide di fango nei contesti carbonatici della Campania*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, 1, pp. 63-81.

Di Fiore V. (2010) – *Seismic site amplification induced by topographic irregularity: Results of a numerical analysis on 2D synthetic models*. Engineering Geology, 114, pp. 109-115.

Di Nocera S., Fenelli G.B., Pellegrino A., Ramondini M. (1996) – *Geological and geotechnical problems in slopes involved in large old landslides*. VII International Symposium on Landslides, 17-21 June 1996 in Trondheim, Norway.

Dikau R., Brunsden D., Schrott L., Ibsen M.-L. (1996) – *Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes*. J. Wiley and Sons, New York.

Doughty M., Eyles N., Daurio L. (2010) – *Earthquake-triggered slumps (1935 Timiskaming M6.2) in Lake Kipawa, Western Quebec Seismic Zone, Canada*. *Sedimentary Geology*, 228, pp. 113-118.

Dramis F., Farabollini P., Gentili B., Pambianchi G. (2002) – *Neotectonics and large-scale gravitational phenomena in the Umbria-Marche Apennines, Italy*. In: Comerchi V. (ed.) - *Seismically Induced Ground Ruptures and Large Scale Mass Movements*, Atti APAT, Italian Agency for Environment Protection and Technical Services, 4, pp. 17-30.

Dramis F., Gentili B., Cantalamessa G., Pambianchi G., Bisci C. (2002) – *Gravitational phenomena triggered by the 1980 Southern Italy Earthquake*. In: Comerchi V. (ed.) - *Seismically Induced Ground Ruptures and Large Scale Mass Movements*, Atti APAT, Italian Agency for Environment Protection and Technical Services, 4, pp. 68-76.

Dramis F., Prestininzi A., Del Prete M., Gentili B., Guadagno F.M., Tacconi P., Angeli M.G., Bozzano F., Cencetti C., Conversini P., Pontoni F., Scarascia Mugnozza G. (2004) – *Large scale gravitational phenomena in Southern-Central Italy: geomorphological framework, triggering factors, temporal evolution, and impact on human settlements*. 32nd International Geological Congress, Pre-Congress Excursion B08 Guide Book, vol. 1, 44 pp.

Emolo A., Gorini A., Iannaccone G., Zollo A. (2000) – *Il terremoto Irpino del 1930: caratteristiche della sorgente sismica da simulazioni numeriche del processo di frattura*. GNGTS – Atti del 19° Convegno Nazionale / 10.09.

Esposito E., Luongo G., Marturano A., Porfido S. (1987) – *Il terremoto di S. Anna del 26 luglio 1805*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 37.

Esposito E., Luongo G., Marturano A., Porfido S. (1988) – *I terremoti recenti dal 1980 al 1986 nell'Appennino meridionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 1117-1128.

Esposito E., Gargiulo A., Iaccarino G., Porfido S. (1996) – *Distribuzione dei fenomeni franosi riattivati dai terremoti dell'Appennino Meridionale. Censimento delle frane del terremoto del 1980*. Atti del Convegno Internazionale Alba 96 - La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica. Alba, 5-7 nov. 1996, vol. 1, pp. 409-430.

Esposito E., Gargiulo A., Iaccarino G., Porfido S. (1997) – *Analisi dei fenomeni franosi in aree ad elevata sismicità in Appennino meridionale*. *Acc. Naz. dei Lincei. Proc. Conf. La stabilità del suolo in Italia: zonazione sismica-frane Rome (Italy)*, 134, pp. 65-72.

Esposito E., Gargiulo A., Iaccarino G., Porfido S. (1998) – *Distribuzione dei terremoti dell'Appennino meridionale: censimento delle frane del terremoto del 1980*. *Proc. Int. Conf. Prevention of Hydrogeological Hazards: the role of Scientific Research, Alba (Italy)*, pp. 409-430.



Esposito E., Porfido S., Iaccarino G., Trangaglia G. (2000) – *Terremoti e centri storici dell'Irpinia: gli effetti del terremoto del 1930*. Proceedings GeoBen 2000, Consiglio Nazionale delle Ricerche, 2133, pp. 477–484.

Esposito E., Porfido S., Simonelli A.L., Mastrolorenzo G., Iaccarino G. (2000b) – *Landslides and other surface effects induced by the 1997 Umbria–Marche seismic sequence*. Engineering Geology, 58, pp. 353-376.

Esposito E. & Porfido S. (2010) – *Gli effetti cosismici sull'ambiente fisico per la valutazione della vulnerabilità del territorio*. In: Gizzi F.T. & Masini N. (a cura di), Dalle Fonti all'Evento. Percorsi strumenti e metodi per l'analisi del terremoto del 23 luglio 1930 nell'area del Vulture, pp. 129-142. Napoli, Edizioni Scientifiche Italiane.

Esu F. (1977) – *Behaviour of slopes in structurally complex formations*. Proceedings of International Symposium on the Geotechnics of Structurally Complex Formations, vol. 2, Capri, Italy, pp. 292-304.

Evans S.G. & Bent A.L. (2004) – *The Las Colinas landslide, Santa Tecla: A highly destructive flowslide triggered by the January 13, 2001, El Salvador earthquake*. Geological Society of America Special Papers 2004, 375, pp. 25-38.

Farabollini P., Panbianchi G., Scalella G., Tavarnelli E. (2004) – *Caratteristiche geomorfologiche ed effetti di superficie: esempi dal terremoto Umbria-Marche 1997 e di San Giuliano di Puglia del 2002*. GNGTS - Atti del 23° Convegno Nazionale / 07.13.

Fell R., & Hartford D. (1997) – *Landslide risk assessment*. In: Cruden, D. & Fell, R. (eds.) Landslide risk assessment. Proceedings of the international workshop on landslide risk assessment, pp. 51-110.

Fenelli G.B., Picarelli L., Silvestri F. (1992) – *Deformation process of a Hill Shaken by the Irpinia earthquake in 1980*. Faccioli E. & Pecker A., Slope stability in seismic areas, Ouest éditions, Proceedings French-Italian Conference, Bordighera (IM), May 14-15, 1992, pp. 47-62.

Fu B., Awata Y., Du J., Ninomiya Y., He W. (2005) – *Complex geometry and segmentation of the surface rupture associated with the 14 November 2001 great Kunlun earthquake, northern Tibet, China*. Tectonophysics, 407, pp. 43- 63.

Genevois R., Prestininzi A. (1982) – *Deformazioni e movimenti di massa indotti dal sisma del 23-11-1980 nella media valle del F. Tammara (BN)*. Geologia Applicata e Idrogeologia, vol. XVII (1), pp. 305-318.

Genevois R., Berti M., Ghirotti M., Romeo R. & Simoni A. (2000) – *Rapporti tra frane e sismi: risultati preliminari della ricerca nell'area appenninica centro-settentrionale*. Rapporto 1986-1995 del Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche (C.N.R.) - Linea 2 Previsione e Prevenzione Fenomeni Franosi a Grande Rischio, Pubblicazione CNR-GNDICI n.2142, Perugia, pp. 397-407.

Giordano G. (1993) – *Il Vulcano di Roccamonfina*. Guida Geologica del Lazio, pp. 148-149.

GNDCI (CNR) – CUGRI (2005) – *Studio dei centri abitati instabili della regione Campania*. A cura di Roberto De Riso e Silvio Di Nocera. Vol. 1 e 2. Editore Giannini, Napoli.

Grassi D., Merenda L., Sdao F. (1988) – *Esempi di fenomeni gravitativi di diverso tipo nell'Appennino Campano-Lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 41, pp. 897-904.

Guerra I. (2002) – *The seismicity of Martirano area*. In: Comerci V. (ed.) - Seismically Induced Ground Ruptures and Large Scale Mass Movements, Atti APAT, Italian Agency for Environment Protection and Technical Services, 4, pp. 109-110.

Guerricchio A., Melidoro G. (1981) – *Movimenti di massa pseudo-tettonici nell'Appennino dell'Italia Meridionale*. Geologia Applicata e Idrogeologia, vol. XVI, pp. 251-294, Bari.

Guerrieri L., Pascarella F., Comerci V. (2002) – *Colfiorito-Rieti, Valle del Salto. Holocene surface faulting along the Fiamignano Fault and associated large scale slope deformation*. In: Comerci V. (ed.) - Seismically Induced Ground Ruptures and Large Scale Mass Movements, Atti APAT, Italian Agency for Environment Protection and Technical Services, 4, pp. 57-67.

Guerrieri L., Tatevossian R., Vittori E., Comerci V., Esposito E., Michetti A.M., Porfido S., Serva L. (2007) – *Earthquake environmental effects (EEE) and intensity assessment: the INQUA scale project*. Boll. Soc. Geol. It. (Ital. J. Geosci.), vol. 126 (2), pp. 375-386.

Guerrieri L., Blumetti A.M., Esposito E., Michetti A.M., Porfido S., Serva L., Tondi E., Vittori E. (2009) – *Capable faulting, environmental effects and seismic landscape in the area affected by the 1997 Umbria–Marche (Central Italy) seismic sequence*. Tectonophysics, 476, pp. 269-281.

Guida D. (2003) – *Metodi di studio di frane lente o a cinematica intermittente*. Corso di perfezionamento, Analisi e Gestione del Rischio Idrogeologico.

Guida M., Iaccarino G., Metcalf G., Vallario A. (1979) – *Bibliografia delle frane dal 1900 al 1978*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, It ISSN 0085-2309, vol. XL, Roma.

Guida M. e Iaccarino G. (1984) – *Evoluzione dei versanti e franosità*. Lineamenti di Geologia Regionale e Tecnica (Coll.: Ricerche e studi FORMEZ n. 37), pp. 75-98.

Harp, E.L., Wilson, R.C., Keefer, D.K., and Wieczorek, G.F. (1986) – *Seismically induced landslides: current research by the U.S. Geological Survey*. International Symposium on Engineering Geology in Seismic Areas, 1st, Bari, Italy, 1986, Proceedings Part II: University of Bari, Geologia Applicata e Idrogeologia, vol 21, pp. 159-173.

Havenith H.B., Vanini M., Jongmans D., Faccioli E. (2003) – *Initiation of earthquake-induced slope failure: influence of topographical and other site specific amplification effects*. Journal of Seismology, 7, pp. 397-412.

Hungr O., Evans S.G., Bovis M.J., Hutchinson J.N. (2001) – *A review of the classification of landslides of the flow type*. Environmental & Engineering Geoscience, vol. VII (3), pp. 221-238.

Hutchinson J.N., Del Prete M. (1985) – *Landslides at Calitri, Southern Apennines, reactivated by the earthquake of 23<sup>rd</sup> November 1980*. Geologia Applicata e Idrogeologia, vol. XX (1), pp. 9-38.

Iaccarino G. (1986) – *Evoluzione morfologica e fenomeni franosi di un versante in formazioni argillose strutturalmente complesse in Irpinia*. A.G.I., XVI Conv. Naz. Geotecnica, Bologna 14-16 maggio 1986, atti, 239-245.

IAEG (1990) – *Suggested nomenclature for landslides*. International Association of Engineering Geology Commission on Landslides. Bulletin IAEG 13–16, 41.

Lampitiello S., Olivares L., Silvestri F. (2001) – *Numerical simulation of seismic and post-seismic response of Bisaccia hill*. Atti del convegno 'Lessons learned from recent strong earthquakes', Earthquake Geotechnical Engineering Satellite Conference, XV ICSMGE", Istanbul, 2001.

Larini G., Malaguti C., Pellegrini M., Tellini C. (2001) – *La Lama di Corniglio (Appennino parmense), riattivata negli anni 1994-1999*. Quaderni di Geologia Applicata, 8 (II), pp. 59-114.

INGV/GNDT - Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti (1999) – *Censimento di vulnerabilità degli edifici pubblici, strategici e speciali nelle regioni Abruzzo, Basilicata, Calabria, Campania, Puglia e Sicilia*. Progetto per la rilevazione della vulnerabilità del patrimonio edilizio a rischio sismico e di formazione di tecnici per l'attività di prevenzione sismica connessa alle politiche di mitigazione del rischio nelle regioni dell'Italia meridionale, lavori socialmente utili D.L. n. 232 del 14.06.95.

INGV - Gruppo di lavoro MPS (2004) – *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 Marzo 2003*. Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano - Roma, aprile 2004, 65 pp. + 5 Appendici <http://zonesismiche.mi.ingv.it/>

INGV (2011) – *DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano*. A cura di: M. Locati, R. Camassi e M. Stucchi. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>.

ISPRA - Servizio Geologico Nazionale (2010) – *Carta Geologica d'Italia 1:50.000*. Progetto CARG, <http://www.ispra.it/>.

Jibson W.R. & Keefer D.K. (1984) – *Statistical analysis of factor affecting landslide distribution in the New Madrid seismic zone, Tennessee and Kentucky*. Engineering Geology, 21, pp. 509-542.

Jibson W.R., Prentice C. S., Borissoff B. A., Rogozhin E. A. and Langer C. J. (1994) – *Some Observations of Landslides Triggered by the 29 April 1991 Racha Earthquake, Republic of Georgia*. Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 84 (4), pp. 963-973.

Keefer D.K. (1984) – *Landslides caused by Earthquakes*. Geological Society of America Bulletin, vol. 95, pp. 406-421.

Keefer D.K., Wilson R.C. (1989) – *Predicting Earthquake-Induced Landslides with Emphasis on Arid and Semi-arid Environments*. Publications of the Inland Geological Society, Vol. 2, pp. 118-149.

Keefer D.K. (1994) – *The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope erosion and slope-failure hazards in seismically active regions*. Geomorphology, 10, pp. 265-284.

Keefer D.K. (2000) – *Statistical Analysis of an Earthquake-induced Landslide Distribution – the 1989 Loma Prieta, California Event*. Engineering Geology 58, pp. 213-249.

Keefer K.D. (2002) – *Investigating landslides caused by earthquakes. A historical review*. Survey in Geophysics, 23, pp. 473-510.

Keefer K.D., Wartman J., Navarro Ochoa C., Rodriguez M.A., Wiczorek G.F. (2006) – *Landslides caused by the M 7.6 Tecomán, Mexico earthquake of January 21, 2003*. Engineering Geology, 86, pp. 183-197.

Khazai B., Sitar N. (2003) – *Evaluation of factors controlling earthquake-induced landslides caused by Chi-Chi earthquake and comparison with the Northridge and Loma Prieta events*. Engineering Geology, 71, pp. 79-95.

Lee C.T., Huang C.C., Lee J.F., Pan K.L., Lin M.L., Dong J.J. (2008) – *Statistical approach to earthquake induced landslide susceptibility*. Engineering Geology, 100, pp. 43-58.

Lee S. & Evangelista D.G. (2006) – *Earthquake induced landslide susceptibility mapping using an artificial neural network*. Natural Hazard and Earth System Sciences , 6, pp. 687-695 .

Lentini F., Carbone S., Di Stefano A., Guarnieri P. (2002) – *Stratigraphical and structural constraints in the Lucanian Apennines (southern Italy): tools for reconstructing the geological evolution*. Journal of Geodynamics, 34, pp. 141-158.

Lin M.L., Tung C.C. (2003) – *A GIS-based potential analysis of the landslides induced by the Chi-Chi earthquake*. Engineering Geology, 71, pp. 63-77.

Luongo G. (2001) – *Sismicità e vulcanismo*. In: Vallario A. (ed.), Ambiente geologico della Campania. Cuen, pp. 91-109.

Luzi L., Pergalini F. (2000) – *A correlation between slope failures and accelerometric parameters: the 26 September 1997 earthquake (Umbria-Marche, Italy)*. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 20, pp. 301-313.

Luzi L., Pergalini F., Terlien M.T.J. (2000) – *Slope vulnerability to earthquakes at subregional scale, using probabilistic techniques and geographic information systems*. Engineering Geology, 58, pp. 313-336.

Maggiore M. (1981) – *Evidenze di movimenti connessi col terremoto del 23.11.1980 lungo faglie preesistenti nel territorio di Albano di Lucania (Potenza)*. Rend. Soc. Geol. It., 4, pp. 131-134.

Maggiore M., Walsh N. (1986) – *Ground displacements: local effects of the 1980 Irpinia earthquake and problems of engineering geology*. Geologia Applicata e Idrogeologia, vol. XXI (2), pp. 305-316, Bari.

Magliulo P., Di Lisio A., Russo F., Zelano A. (2008) – *Geomorphology and landslide susceptibility assessment using GIS and bivariate statistics: a case study in southern Italy*. Nat. Hazards, 47, pp. 411-435.



Malinverno A., Ryan W.B.F. (1986) – *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, 5, pp. 227-245.

Mancini B., Martino S., Prestininzi A., Rischia I., Romeo R. (2001) – *Studio delle condizioni di stabilità dei versanti a seguito di forti terremoti: applicazione ad un'area tipica dell'Appennino centrale*. Mem. Soc. Geol. It., 56, pp. 83-98.

Martino S., Rischia I., Scarascia Mugnozza G. (2001) – *Analisi numerica di frane sismoindotte: i casi di Calitri e Morra De Sanctis (AV)*. Mem. Soc. Geol. It., 56, pp. 109-122.

Martino S., Scarascia Mugnozza G. (2005) – *The role of the seismic trigger in the Calitri landslide (Italy): hystorical reconstruction and dynamic analysis*. Soil Dynamic Earthquake engineering, 25, pp. 933-950.

Mazzini E. (1995) – *Alcuni casi di franamento indotti nel versante appenninico emiliano dal terremoto della Garfagnana del 7 settembre 1920. Possibili indicatori paleosismici?*. Atti IV Convegno dei Giovani Ricercatori, Quad Geol. Appl. 2, pp. 139-146, Pitagora ed. Bologna.

Menardi Noguera A., Rea G. (2000) – *Deep structure of the Campanian-Lucanian Arc (Southern Apennine, Italy)*. Tectonophysics, 324, pp. 239-265.

Merenda L. (2002) – *The ancient large land-slide of Mount Martinella – San Lucido (CS), in the calabrian coastal chain, and its reactivation by the calabrian earthquakes of 1783*. In: Comerci V. (ed.) - Seismically Induced Ground Ruptures and Large Scale Mass Movements, Atti APAT, Italian Agency for Environment Protection and Technical Services, 4, pp. 104-106.

Meunier P., Hovius N., Haines J.A. (2008) – *Topographic site effects and the location of earthquake induced landslides*. Earth and Planetary Science Letters, 275, pp. 221-232.

Michetti A.M., Brunamonte F. (2002) – *Some remarks on the relations between the 1972 Ancona earthquake sequence and the Ancona landslide*. In: Comerci V. (ed.) - Seismically Induced Ground Ruptures and Large Scale Mass Movements, Atti APAT, Italian Agency for Environment Protection and Technical Services, 4, pp. 31-34.

Michetti A.M., Ferrelì L. (2002) – *Camerino (MC) - Colfiorito (PG). 1997 Central Italy earthquake: tectonic ground rupture along the Costa Fault (Colfiorito) and large scale gravitational phenomena near Sellano (PG)*. In: Comerci V. (ed.) - Seismically Induced Ground Ruptures and Large Scale Mass Movements, Atti APAT, Italian Agency for Environment Protection and Technical Services, 4, pp. 35-56.

Michetti A.M., Livio F., Chunga K., Esposito E., Fanetti D., Gambillara R., Martin S., Pasquare F., Porfido S., Sileo G., Vittori E. (2005) – *Ground effects of the Ml 5.2, November 24th, 2004, Salò earthquake, Northern Italy, and the seismic hazard of the western Southern Alps*. Rend. Soc. Geol. It., 1, nuova serie, pp. 134-135.

Miles S.B., Keefer D.K (2007) – *Comprehensive Areal Model of Earthquake-induced Landslides: Technical Specification and User Guide*. Open-File Report 2007-1072, USGS, pp. 69.

- Miyagi T., Yamashina S., Esaka F., Abe S. (2011) – *Massive landslide triggered by 2008 Iwate-Miyagi inland earthquake in the Aratozawa Dam area, Tohoku, Japan*. Landslides, 8, pp. 99-108.
- Montgomery D.R., Dietrich W.E. (1994) – *A physically based model for the topographic control of shallow land sliding*. Water Resources Research , 30 (4), pp. 1153- 1171.
- Monti L., D’Elia G. & Toccaceli R. (2007) – *Analisi del dissesto da frana in Campania*. In: APAT - Rapporto sulle frane in Italia: il progetto IFFI – Metodologia, risultati e rapporti regionali, cap. 20, pp. 509-545.
- Mostardini F., Merlini S. (1986) – *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., 35, pp. 177-202.
- Murphy W. (1995) – *The geomorphological controls on seismically triggered landslides during the 1908 Straits of Messina earthquake, Southern Italy*. Quarterly Journal of Engineering Geology, 28, pp. 61-74.
- Nicoletti P.G., Parise M. (2002) – *Seven landslide dams of old seismic origin in southeastern Sicily (Italy)*. Geomorphology, 46, pp. 203-222.
- Ogniben L. (1969) – *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 8, pp. 453-763.
- Olivares L., Silvestri F. (2001) – *Analisi della risposta sismica e della subsidenza post-sismica del colle di Bisaccia a seguito del terremoto irpino-lucano del 1980*. Atti del convegno "X Congresso Nazionale 'L'Ingegneria Sismica in Italia'", Potenza, settembre, 2001.
- Owen L.A., Kamp U., Khattak G.A., Harp E.L., Keefer D.K., Bauer M.A. (2008) – *Landslides triggered by the 8 October 2005 Kashmir earthquake*. Geomorphology, 94, pp. 1-9.
- Pack, R.T., Tarboton D.G., Goodwin C.N. (1998) – *The SINMAP Approach to Terrain Stability Mapping*. Paper submitted to the 8th Congress of the International Association of Engineering Geology (21-25 September 1998), Vancouver, British Columbia, Canada.
- Pagliaro S. (2001) – *Inquadramento geologico regionale*. In: Vallario A. (ed.), Ambiente geologico della Campania. Cuen, pp. 39-56.
- Panizza M. (2005) – *Manuale di geomorfologia applicata*. Franco Angeli Ed., Milano.
- Parise M., Jibson R.W. (2000) – *A seismic landslide susceptibility rating of geologic units based on analysis of characteristics of landslides triggered by the 17 January, 1994 Northridge, California earthquake*. Engineering Geology, 58, pp. 251-270.
- Parise M., Wasowski J. (1996) – *Aspetti evolutivi e stato attuale della franosità nei dintorni dell’abitato di Calitri*. Atti del Convegno Internazionale Alba 96 - La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica. Alba, 5-7 nov. 1996, vol. 1, pp. 135-144.

- Parise M., Wasowski J. (1999) – *Landslide Activity Maps for Landslide Hazard. Evaluation: three case studies from southern Italy*. Natural Hazards, 20, pp. 159-183.
- Parise M., Wasowski J. (2002) – *Slope movements triggered by the 1980 Irpinia Earthquake*. In: Comerci V. (ed.) - Seismically Induced Ground Ruptures and Large Scale Mass Movements, Atti APAT, Italian Agency for Environment Protection and Technical Services, 4, pp. 77-83.
- Patacca E. & Scandone P. (1989) – *Post Tortonian mountain building in the Apennines, the role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: A. Boriani, M. Bonafede, G. B. Piccardo & G. B. Vai (Eds.), The lithosphere in Italy: Advances in earth science research. Accademia Nazionale dei Lincei, Roma, pp. 157-176.
- Patacca E., Sartori R., Scandone P. (1990) – *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relation since Late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., 45, pp. 425-451.
- Patacca E. & Scandone P. (2007) – *Geology of the Southern Apennines*. Boll. Soc. Geol. It. (Ital. J. Geosci.), Spec. Issue No. 7, pp. 75-119.
- Pellegrini M. & Tosatti G. (1982) – *Alcuni esempi di frane determinate da sismi nell'alto Appennino modenese e reggiano*. Atti Soc. Nat. Mat. di Bologna, 113, pp. 163-194.
- Pellegrini M., Tellini C., Vernia L., Larini G., Marchi G. (1998) – *Caratteristiche geologiche e morfologiche della grande frana di Corniglio (Appennino settentrionale, provincia di Parma)*. Mem. Soc. Geol. It., 53, pp. 543-561.
- Pellegrino A. (1992) – *Studio delle colate nelle formazioni argillose strutturalmente complesse dell'Appennino centro meridionale*. Attività di ricerca nell'anno 1991-92, CNR-CNSIA, pp. 311-314.
- Petley D.N. (2004) – *The evolution of slope failures: mechanisms of rupture propagation*. Natural Hazards and Earth System Sciences, 4, pp. 147-152.
- Picarelli L., Olivares L., Di Maio C., Silvestri F., Di Nocera S., Urciuoli G. (2002) – *Structure, properties, and mechanical behaviour of the highly plastic intensely fissured Bisaccia Clay Shale*. Atti del convegno "Workshop on 'Characterisation and Engineering Properties of Natural Soils'", Singapore, 2002, Centre For Soft Ground Engineering, NUS.
- Pierson T.C., Costa J.E. (1987) – *A rheologic classification of subaerial sediment-water flows*. Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, vol. VII, pp. 1-12.
- Porfido S., Esposito E., Luongo G., Marturano A. (1988) – *I terremoti del XIX secolo dell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 41, pp. 1105-1116.
- Porfido S., Esposito E., Luongo G., Marturano A. (1989) – *Terremoti ed effetti superficiali : esempi nell'Appennino Meridionale*. Atti Convegno Studio dei centri abitati instabili. Portonovo di Ancona- Regione Marche – Giunta Regionale- C.N.R, pp. 225-229.

Porfido S., Esposito E., Vittori E., Tranfaglia G., Michetti A.M., Blumetti M., Ferreli L., Guerrieri L., Serva L. (2002) – *Areal distribution of ground effects induced by strong earthquakes in the southern Apennines (Italy)*. Surveys in Geophysics, 23, pp. 529-562.

Porfido S., Esposito E., Tranfaglia G., Pece R., Serva L., Vittori E. (2004) – *Effetti geomorfologici indotti nell'Appennino meridionale dagli eventi sismici del 1805, 1930 e 1980*. GNGTS – Atti del 23° Convegno Nazionale / 07.18.

Porfido S., Esposito E., Guerrieri L., Vittori E., Tranfaglia G., Pece R. (2007) – *Seismically induced ground effects of the 1805, 1930 and 1980 earthquakes in the Southern Apennines, Italy*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 126 ( 2), pp. 333-346.

Prestininizi A. (2000) – *La valutazione del rischio di frana: metodologie e applicazioni al territorio della Regione Lazio*. Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Roma La Sapienza.

Prestininizi A. & Romeo R. (2000) – *Earthquake-induced ground failures in Italy*. Engineering Geology, 58, pp. 387-397.

Radina B. & Vignola N. (1981) – *Prime osservazioni e considerazioni sugli effetti del terremoto del 23 Novembre '80 nell'abitato di Grassano (prov. Matera)*. Rend. Soc. Geol. It., 4, pp. 165-168.

Rapolla A., Paoletti V., Secomandi M. (2010) – *Seismically-induced landslide susceptibility evaluation: application of a new procedure to the island of Ischia, Campania Region, Southern Italy*. Engineering Geology 114, pp. 10–25.

Rodriguez C.E., Bommer J.J., Chandler R.J. (1999) – *Earthquake-induced landslides: 1980–1997*. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 18, pp. 325–346.

Romeo R. (2000) – *Seismically induced landslide displacements: a predictive model*. Engineering Geology, 58, pp. 337-351.

Santangelo N., Santo A. (2001) – *Il carsismo della Campania*. In: Vallario A. (ed.), Ambiente geologico della Campania. Cuen, pp. 125-147.

Sartini G., Caputo G., De Simone N., Truffelli G., Borgatti L., Cervi F., Corsini A., Ronchetti F. (2007) – *Consolidamento di versanti instabili mediante opere di contenimento strutturale e tecniche di drenaggio profondo: gli esempi di Acquabona, Cervarezza, Magliatica e Ca' Lita (Appennino reggiano)*. Giornale di Geologia Applicata, 7, pp. 5-16.

Sassa K., Fukuoka H., Wang F., Wang G. (2005) – *Dynamic properties of earthquake-induced large-scale rapid landslides within past landslide masses*. Landslides, 2, pp. 125-134.

Scandone P., Patacca E., Meletti C., Bellatalla M., Perilli N., Santini U. (1990) – *Struttura geologica, evoluzione cinematica e schema sismotettonico della penisola italiana*. Atti del convegno GNDT, Pisa 25-27 giugno 1990, pp. 119-135.

Schroder J.F. (1971) – *Landslides of Utah*. Utah Geological and Mineral Survey Bulletin 90, 51 pp.



Serva L., Esposito E., Guerrieri L., Porfido S., Vittori E., Comerci V. (2007) – *Environmental effects from five historical earthquakes in southern Apennines (Italy) and macroseismic intensity assessment: Contribution to INQUA EEE Scale Project*. Quaternary International 173-174, pp. 30-44.

Servizio Geologico Nazionale (1994) – *Carta Geomorfologica d'Italia 1:50000: Guida al rilevamento*. Quaderni Serie III, vol. 4.

Servizio Geologico Nazionale (2010) – *Progetto IFFI (Inventario Fenomeni Franosi in Italia), Cartografia on-line*. APAT, Roma.

Tanzini M. (2001) – *Fenomeni franosi e opere di stabilizzazione*. Dario Flaccovio Editore.

Tarallo D. (2011) – *La Pericolosità sismica: Valutazione della suscettibilità del territorio alla franosità indotta da eventi sismici e relativa zonazione di I e II livello, su basi geofisiche e geologiche*. Tesi di dottorato, Università degli Studi di Napoli.

Tertulliani A. & Cucci L. (2008) – *Fenomeni associati al terremoto della Calabria dell'8 Settembre 1905*. Quaderni di Geofisica, 60.

Tibaldi A., Ferrari L., Pasqure G. (1995) – *Landslides triggered by earthquakes and their relations with faults and mountain slope geometry: an example from Ecuador*. Geomorphology, 11, pp. 215-226.

Tosatti G. (2001) – *La frana de "I Lazzari" di Maserno (Comune di Montese, Provincia di Modena)*. Quaderni di Geologia Applicata, 8.

Tosatti G. (2003) – *Frane del bacino del Panaro correlabili ad eventi sismici*. Da "Rassegna Frignanese", 33.

Tosatti G. (2006) – *The "unusual" Cà Bonettini landslide (Province of Modena, Italy)*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 137, pp. 145-156.

Tosatti G., Castaldini D., Barbieri M., D'Amato Avanzi G., Giannecchini N., Mandrone G., Pellegrini M., Prego S., Puccinelli A., Romeo W.R., Tellini C. (2008) – *Additional Causes of Seismically-Related Landslides in the Northern Apennines, Italy*. Revista de geomorfologie, vol. 10, pp. 5-21.

Triscioglio G. (2006) – *Il controllo delle deformazioni del suolo con metodi Bayesiani. Un esempio applicativo: la frana di Senerchia*. Boll. SIFET, n. 2, ISSN: 1721-971X.

Università di Modena e Reggio Emilia, Dipartimento di Scienze della Terra & Regione Emilia Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli. (2007) – *Analisi di dettaglio della franosità di alcune località in Provincia di Modena e Reggio Emilia*. Attività di studio integrato relativo a fenomeni franosi ricadenti nelle province di Modena e Reggio Emilia, finalizzato al miglioramento della Cartografia Regionale dei Dissesti alla scala 1:10.000.

Uzuoka R., Sento N., Kazama M., Unno T. (2005) – *Landslides during the earthquakes on May 26 and July 26, 2003 in Miyagi, Japan*. Soils and Foundations, 45 (4), pp. 149-163.

- Valensise G., Mucciarelli M., Gallipoli M.R., Caputo R. (1999) – *Studio combinato del terremoto del 1561 da dati storici, geologici e strumentali*. GNGTS, Atti del XVIII Convegno Nazionale
- Vallario A. (1992) – *Frane e territorio. Le frane nella morfogenesi dei versanti e nell'uso del territorio*. Liguori Editore, Napoli.
- Van Westen C.J., Rengers N., Terlien M.T.J. (1997) – *Prediction of the occurrence of slope instability phenomena through GIS-based hazard zonation*. Geologische Rundschau, 86, pp. 4004-4414.
- Varnes D.J. (1978) – *Slope movements. Types and processes*. In: Schuster, R.L., Krizek, R.J. (Eds.), *Landslides: Analysis and Control. Special Report*, vol. 176. National Academic of Sciences, Transportation Research Board, Washington, pp. 11–35.
- Vitale S., Ciarcia S., Iannace A., Mazzoli S., Tramparulo F., Zaghloul M.N. (2012) – *Evoluzione tettono-sedimentaria del Complesso d'accrezione Liguride in Appennino Meridionale*. Rendiconti online Soc. Geol. It., vol. X (xxx).
- Vittori E., Deiana G., Esposito E., Ferelli L., Marchegiani L., Mastrolorenzo G., Michetti A.M., Porfido S., Serva L., Simonelli A.L., Tondi E. (2000) – *Ground effects and surface faulting in the September-October 1997 Umbria-Marche (Central Italy) seismic sequence*. Journal of Geodynamics, 29, pp. 535-564.
- Wang H.B., Sassa K., Xu W.Y. (2007) – *Analysis of a spatial distribution of landslides triggered by the 2004 Chuetsu earthquakes of Niigata Prefecture, Japan*. Nat. Hazards (2007), 41, pp. 43-60.
- Wasowski J. (1996) – *Evoluzione retrogressiva della frana del Pisciarelllo e implicazioni per la sicurezza del centro storico di Caramanico Terme (PE)*. Mem. Soc. Geol. It., 51, pp. 771-780.
- Wasowski J. (1998) – *Sviluppo retrogressivo della frana Acquara – Vadoncello nei pressi di Senerchia (Appennino Meridionale)*. Atti del Convegno Internazionale Alba 96 - La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica. Alba, 5-7 nov. 1996, vol. 1, pp. 463-475.
- Wasowski J., Del Gaudio V. (2000) – *Evaluating seismically induced mass movement hazard in Caramanico Terme (Italy)*. Engineering Geology, 58, pp. 291-311.
- Wasowski J., Del Gaudio V., Pierri P., Capolongo D. (2002) – *Factors controlling seismic susceptibility of the Sele Valley slopes: the case of the 1980 Irpinia earthquake re-examined*. Surv. Geoph., 23, pp. 563–593.
- Weber E., Convertito V., Iannaccone G., Zollo A., Bobbio A., Cantore L., Corciulo M., Di Crosta M., Eelia L., Martino C., Romeo A., Satriano C. (2007) – *An Advanced Seismic Network in the Southern Apennines (Italy) for Seismicity Investigations and Experimentation with earthquake Early-Warning*. Seism. Res. Letters, 78, n.6.

WP/WLI, International Geotechnical societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory (1993) – *A suggested method for describing the activity of a landslide*. International Association Engineering Geology Bulletin, 47, pp. 53-57.

Wright S.G., Rathje E.M. (2003) – *Triggering Mechanisms of Slope Instability and their Relationship to Earthquakes and Tsunamis*. Pure Appl. Geophys., 160, pp. 1865-1877.